HIDROLOGIA BASICA Y APLICADA

Allen Bateman-2007

1. Introducción

2. El ciclo hidrológico

Es el ciclo fundamental para entender los procesos que se suceden en la tierra. Requiere conocimientos multidisciplinares. No existe un punto de partida en el ciclo del agua en la tierra pero lo que si está claro es que se basa en todos los estados del agua, gas, líquido y sólido. Todos los estados se presentan en la naturaleza y todas ellas son importantes de cara a los recursos humanos. Lo más importante es tener en cuenta la interrelación del hombre con la naturaleza y su influencia en el ciclo del agua.

En forma gaseosa se encuentra en la atmósfera, en forma de nubes pero también en forma gaseosa transparente traducido en humedad. Las nubes es la forma visible cuando el gas esta condensándose en pequeñas partículas. Las partículas así formadas desvían los rayos de luz en todas direcciones cristalizando el agua en forma de nube. Una vez las partículas comienzan a crecer por múltiples adhesiones el peso crece y caen en forma de lluvia, nieve o granizo.

El agua en su caída puede volver a evaporarse, o ser interceptada por construcciones o la propia vegetación. Una vez en el suelo, agua líquida, lo humedece y en grandes cantidades llega a encharcarlo hasta que comienza a escurrir por la superficie del terreno. La forma como escurre no está nada clara pero seguro depende del tipo de terreno. También dependiendo de la humedad del aire, la presión atmosférica, la temperatura, parte del agua puede evaporarse regresar a la atmósfera.

Por un lado el agua se infiltra en el terreno, haciendo varios recorridos que dependen de la composición del terreno. Si es permeable o impermeable. En terrenos permeables el agua tiende a escurrir casi vertical, por lo que más bien tiende a

formar parte del acuífero. En cambio cuando el terreno es más bien impermeable o bien roca fracturada o semifracturada el agua puede escurrir subsuperficialmente de manera transversal. Esta forma de fluir conduce al agua a acuíferos superficiales o bien a salir nuevamente del terreno.

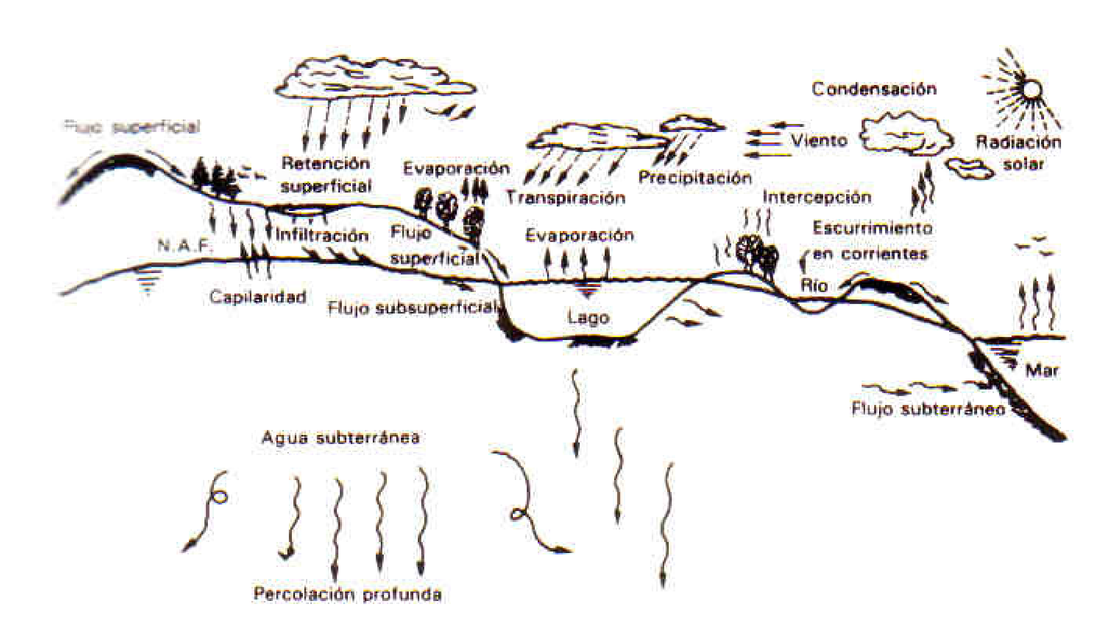


Figura 1 *Ciclo Hidrológico (Tomado de Fundamentos de Hidrología de Superficie. Aparicio)*

El agua en forma de nieve queda atrapada en forma sólida en capas hasta que las temperaturas comienzan a subir hasta derretir parte o totalmente el manto de nieve.

Los principales factores que afectan al ciclo del agua son los factores climáticos; la altura del territorio, el viento, la radiación solar controlando la temperatura y la presión que influyen en la humedad del aire.

El agua líquida proveniente de las lluvias o proveniente de las nieves derretidas forma los torrentes y cascadas en la alta montaña para luego formar los cauces de ríos y lagos, para llegar a los océanos. El océano es el cuerpo de agua más grande que existe en la tierra y es uno de los que más influyen en el clima y su estabilidad.

El agua es utilizada por los animales y las plantas, la mayor parte del agua utilizada por las especies vivas, sólo fluye a través de su cuerpo. Volviendo a la naturaleza en

el caso de la vegetación en forma de transpiración. El proceso conjunto se denomina evapo-transpiración y consiste en el regreso del agua a la atmósfera en forma de vapor.

3. Componentes. Cuenca, ríos, lagos y superficie terreno.

Cuencas La cuenca es la unidad hidrológica superficial más utilizada. No coincide ni tiene por que con las unidades hidrológicas subterráneas. Consiste en una porción de territorio que se puede aislar de forma que si esta fuese impermeable toda el agua que escurriría por ella drenaría por un mismo punto. Dos tipos de cuenca se pueden reconocer, endorreicas y exorreicas. Las cuencas endorreicas son aquella que terminan en un lago central y cuenca exorreicas aquellas cuencas que drenan fuera de la unidad hidrológica. Es un elemento que permite controlar las cantidades de agua para poder hacer una contabilidad de la misma.

Río Es un sistema dinámico de flujo de agua y sedimentos que controlan la función biológica de la tierra. Son los corredores activos más importantes que tiene la naturaleza y dependen de estos para el equilibrio de la vida.

La vegetación presenta un papel crucial en la morfología fluvial y se considera la que estabiliza el terreno. Tanto a nivel de río como a nivel de cuenca la vegetación es un retardador del flujo.

Lago Es un cuerpo de agua natural que mantiene un equilibrio biológico muy delicado con el resto de la naturaleza. Los fenómenos asociados en lagos son complejos y requieren para su estudio de un grupo interdisciplinario. Incluye la biología, la limnología, hidrología, hidráulica, sedimentología, termodinámica,etc.

Embalse Con características similares al lago lo único es que es un volumen de agua artificial creado por el hombre y que tiene repercusiones medioambientales. El agua en los embalses es la utilizada por el hombre para su uso. Los usos más importantes son: energía hidroeléctrica, regadío y abastecimiento.

Superficie del terreno. Es la superficie que compone la cuenca, contiene los lagos y ríos y alimenta los acuíferos por medio de la infiltración. Además la fuente para obtener el sedimento que alimenta los ríos y lagos. Contiene los nutrientes para la vegetación y en parte es utilizada por el hombre para su explotación. Esta íntimamente ligado con el agua pues es su conductor y contenedor.

4. Procesos del ciclo.

Infiltración. Es un proceso por el cual el agua se transfiere desde la superficie del terreno hacia las profundices. Depende de la morfología y composición del terreno. La infiltración se puede dar de forma saturada o no saturada. Los dos procesos son muy diferentes. En tanto que uno depende directamente de la ley de Darcy el otro fenómeno esta influido por las reacciones físico químicos que ocurren entre el material y el agua. Uno de los más importantes es el fenómeno físico de tensión superficial. Esta es responsable del movimiento de una gran cantidad de sales en el interior del terreno.

Evaporación Es el proceso por el cual el agua pasa de estado líquido a estado gaseoso, transfiriéndose a la atmósfera.

Transpiración. Es el resultado de la respiración de las plantas o paso del agua a través de las raíces hacia las hojas y la atmósfera. La cantidad de agua contenida en la vegetación es mínima en comparación con la que consume.

Escurrimiento Es el proceso superficial por el cual el agua fluye por la superficie del terreno hacia los cauces y el mar.

Evapotranspiración. Es la combinación de la evaporación y transpiración

Transporte de sedimentos Este proceso es el que crea la morfología de las cuencas, es el responsable de la desertización de las cuencas, los fenómenos de progradación en embalses, la estabilidad de los cauces.

5. Características de una cuenca.

El parteaguas es la línea imaginaria que divide la parte más alta de las cuencas de manera que las aguas de lluvia que caen se reparte en una u otra cuenca. De esa forma la cuenca sólo tiene una salida por donde pasa el cauce principal de la misma. Los demás cursos de agua desembocan en le cauce principal y se denominan tributarios. Las cuencas formadas por el cauce tributario son cuencas tributarias o subcuencas. Entre mayor densidad de tributarios una cuenca responde más rápido a una precipitación o tormenta. De hecho una de las formas como se distingue una cuenca es por el orden de tributarios que la conforman.

Un indicador del grado de bifurcación es el orden de corriente. Una coirriente de orden 1 significa que no tiene tributarios, una corriente de orden 2, esta formada por dos corrientes de orden 1; y así sucesivamente.

Otro indicador del grado de bifurcación de una corriente es la densidad de corriente, y se define como el número de corrientes perennes e intermitentes por unidad de área y la densidad de drenaje se define como la longitud de corrientes, , por unidad de área:

$$D_s = \frac{N_s}{A} \tag{1}$$

$$D_d = \frac{L_s}{A} \tag{2}$$

N_s : Número de corrientes perennes e intermitentes
L_s : Longitud total de las corrientes

En una cuenca se reconocen dos tipos de cauces, los cauces perennes y los efímeros. Muchas veces los cauces efímeros son sinónimo de zonas secas o semiáridas en tanto que las cuencas con cauces perennes son cuencas donde la lluvia esta presente a lo largo del periodo hidrológico.

Área de drenaje, la constituye el área plana en proyección horizontal de la cuenca, limitada por el parteaguas.

Forma de la cuenca. La importancia de la forma es que define o tiene influencia en el tiempo que tarda la cuenca en concentrar la lluvia a la salida de la misma. Se utilizan varios índices o medidas.

Índice de Gravelius: Relación entre el perímetro de la cuenca y la longitud de la circunferencia que encierra el área de la cuenca.

$$A = \pi r^2$$
$$K_c = \frac{P}{2\pi r} = 0.28 \frac{P}{A^{1/2}} \tag{3}$$

A: Área de la cuenca

P Perímetro de la cuenca

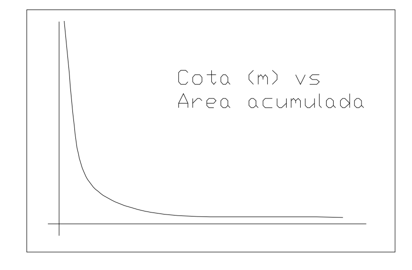
r. Radio equivalente de la cuenca.

El factor de forma, es la relación que existe entre el ancho medio de la cuenca y la longitud axial de la misma.

Pendiente media de la cuenca se puede extraer de la evaluación estadística de varios puntos colocados sobre la cuenca. De ellos se realiza un análisis de frecuencia mediante clasificación por clases. La pendiente media se evalúa como:

$$S_{med} = \frac{\sum_i \text{No. ocurrencias X pendiente de clase}}{\sum_i \text{No. de ocurrencias}} \tag{4}$$

La curva hipsométrica relaciona el valor de la cota en ordenadas con el valor del área acumulada en abscisas. Su construcción se puede realizar mediante la organización de las cotas de la cuenca (curvas de nivel). Se organizan en clases o intervalos y se toma el área entre las curvas de nivel y se asocia directamente el acumulado hasta el momento al intervalo de clase. Es la representación gráfica del relieve de la cuenca.



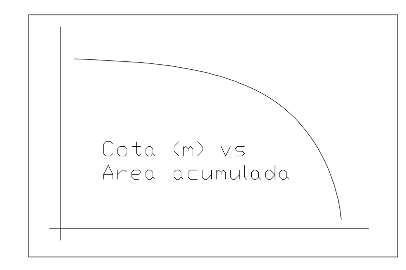


Figura 1. *Curvas hipsométricas. A) altas montañas valles extensos. B) altas planicies y valles profundos.*

Uno de los principales indicadores de respuesta de una cuenca a una tormenta es la pendiente del cauce principal.

a) Pendiente media es el desnivel entre los extremos de la corriente dividido por su longitud en planta.
b) Es aquella línea que divide el perfil de manera que por encima de ella y debajo de la misma queden áreas iguales, manteniendo la línea apoyada en el punto bajo del perfil.

Clasificación de las corrientes en perennes, intermitentes o efímeras o bien cauces de montaña, transición y de planicie.

6. El balance hidrológico a nivel de cuenca.

La cuenca es una unidad de control hidrológico interesante pero no único. La cuenca tiene la característica principal de que la lluvia queda casi perfectamente delimitada por el parteaguas. El agua que cae humedece el terreno y se filtra poco a poco, si la lluvia es suficientemente fuerte el terreno es incapaz de dejar pasar todo el agua que cae y comienza a escurrir por la superficie. Lo hace en forma de pequeños cauces que se van uniendo con otros hasta llegar a los torrentes y ríos. La forma de poder controlar el agua en una cuenca es aplicar la ecuación de conservación de la masa.

<u>La ecuación de conservación de la masa</u> Para esto se ha de escoger un volumen de control en el territorio. La cuenca puede ser un buen limitador del espacio en cuestión. Debe incluir el volumen inmediatamente por encima y por debajo de la misma superficie del terreno pero no mucho más allá.

La ecuación de puede expresar como el volumen que entra en el volumen de control menos el volumen que sale del volumen de control es exactamente el volumen que se queda. Este balance descrito así parece simple pero en la práctica es complejo por que implica una labor de medición de las cantidades que entran y salen de la cuenca durante periodos de tiempo elevados.

Los volúmenes que entran en la cuenca son básicamente la lluvia y las fuentes de agua que provienen de los acuíferos. Las aguas que salen de la cuenca son la infiltración por el terreno y el cauce y el flujo de agua del cauce principal. El agua almacenada corresponde a las aguas que se recogen en los depósitos, embalses y lagos dentro de la cuenca. Esta relación en forma de ecuación se puede expresar como:

Agua entrante-Agua saliente=Agua almacenada en la cuenca

Agua entrante=Lluvia+fuentes
Agua saliente= Infiltración +Flujo cauce principal
Incremento= Agua almacenada en lagos y embalses

De esta relación queda claro que para poder evaluar o intentar evaluar el balance hidrológico de una cuenca se han de conocer todas las partidas que están involucradas. Tanto de cara a la gestión como de cara a la protección y control en caso de desastres naturales, inundaciones, sequías, etc.

La simplificación del flujo y los procesos de agua en una cuenca radica en los procesos físicos individuales. La simplificación matemática es importante para poder evaluar con rapidez los valores de las variables que nos interesan: los niveles de agua y el caudal.

En todos los procesos naturales se requiere evaluar estas cantidades, si se trata de inundaciones se requiere conocer los caudales que circulan por el cauce para evaluar mediante sencillas relaciones hidráulicas los niveles correspondientes, si se trata de gestión del agua en la cuenca se trata entonces de evaluar las cantidades o volúmenes disponibles en cada instante, y así sucesivamente.

Ahora bien en todos ellos existe una idea de control lo cual requiere de la predicción, aunque parezca absurdo siempre se está al acecho de predecir los flujos y cantidades de agua que ocurrirán en un futuro. De cara al control de las cantidades es necesaria la predicción, es aquí donde la hidrología de los procesos físicos caóticos interviene.

En países de carácter seco es imprescindibles conocer las cantidades con cierta precisión, por ejemplo de cara a cauces intermitentes o de poco caudal conocer en cada momento cuanta agua esta fluyendo. Saber con precisión las cantidades de agua disponible permite gestionar el agua disponible, y si a ello se suma la predicción es posible adelantarse a acontecimientos futuros con antelación para la tranquilidad de los habitantes de cuenca. La medición de las cantidades queda inherente a los procesos de gestión y control.

Una de los problemas más difíciles de la hidrología es la cuantificación de la cantidad de agua. Para realizar todas las gestiones de cuenca, uso del agua para los diferentes usos, los procesos de aviso y alarma de eventos, el control del agua y otras actividades dentro de las cuencas es necesario medir y cuantificar las aguas que se encuentran en la atmósfera, en la superficie y en el subsuelo.

7. Escurrimiento

En la figura se observa un hidrograma que ha sido dividido en dos zonas. Es un intento infructuoso de separar el flujo base del flujo de escurrimiento directo. Para la división se definen los siguientes puntos:

- A. Levantamiento, comienza el escurrimiento directo. La lluvia que ha caído comienza a sentirse en el punto P.
- B. caudal máximo o punta.
- C. Cambio de curvatura en el descenso del hidrograma. Finaliza el escurrimiento superficial (rápido) y en adelante sólo queda el escurrimiento subsuperficial y el agua de algunos canalillos.
- D. Fin del escurrimiento directo.
- Tp. Tiempo al pico desde el inicio del levantamiento.
- Tb Tiempo base del hidrograma o lapso de tiempo que dura el escurrimiento directo.

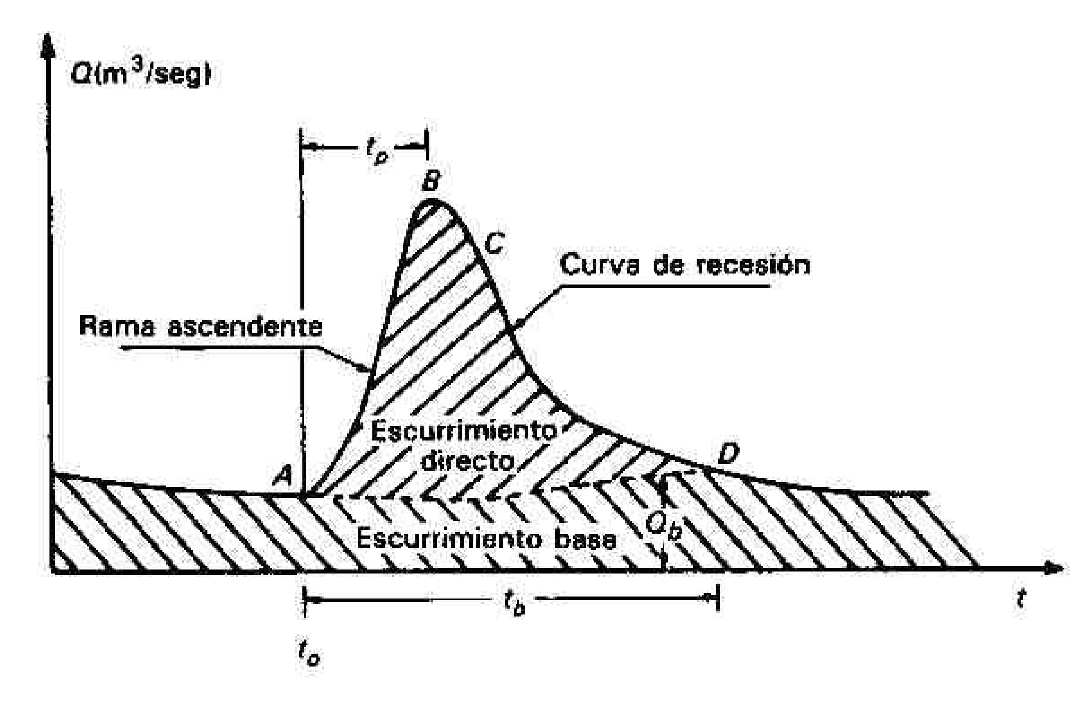


Figura 2. *División del Hidrograma y puntos principales. Tomado del Aparicio.*

Separar el caudal base del directo es importante, pues el caudal base no es un flujo de agua que pertenezca a la lluvia caída de manera directa. Se debe saber que cantidad de lluvia se asocia al escurrimiento directo y cual no, para ello hay que realizar una separación adecuada del hidrograma.

Métodos de división del hidrograma.

La división del caudal base y ED se puede hacer de la siguientes formas.

- Método de trazar una horizontal desde el punto A hasta cortar el hidrograma en el lado opuesto.
- Determinar la ecuación de vaciado del escurrimiento base y determinar así el punto D. Para ello se debe estudiar el vaciado de varios hidrogramas y escoger las ramas de vaciado (tantas como se puedan). Se dibujan en papel semilog y estas se colocan tangentes a una recta. Esta es la curva de vaciado de la cuenca. El punto D del hidrograma se localiza dibujando esta recta en el papel del hidrograma (aritmético). El cruce de ambas curvas determina D. La unión de A y B determina el caudal base.

Determinación de la curva de vaciado de una cuenca.

En el estudio de sequías y en el estudio de caudales de mantenimiento puede ser muy útil tener la curva de vaciado.

La ecuación de vaciado de una cuenca no es muy diferente a la de un depósito, esto es una ecuación exponencial de la forma:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t} \qquad (5)$$

Para encontrar la curva de recesión se dibuja la curva de recesión en un papel logarítmico. En este papel la curva de recesión aparece como dos rectas o una curva y una recta bien diferenciadas. La recta final corresponde a la ecuación de vaciado. Si la ecuación (5) se le extrae el logaritmo queda:

$$\ln\left(\frac{Q}{Q_0}\right) = -\alpha t \qquad (6)$$

En donde la pendiente de la recta es el valor de α. El valor de Q_0 es cualquier valor sobre la curva de recesión.

Separar el caudal base del directo no es sencillo y existen un sin número de métodos, unos más sofisticados que otros. Uno de los pasos fundamentales es encontrar el punto D. En la figura 3 se muestran varios métodos. El primero de ellos es una vez hallado el punto D unir con una línea recta desde A hasta D. Otro método consiste en evaluar empíricamente el valor N o número de días desde el pico hasta el punto D, mediant la expresión siguiente:

$$\begin{aligned} &N = 0.827 A^{0.2} \\ &N: \text{ Días} \\ &A: \text{Km}^2 \end{aligned} \qquad (7)$$

Teniendo en cuenta de utilizar la curva de vaciado esstablecida entre el punto A y el tiempo al pico. La tercera consiste en determinar D mediante la ecuación (6) y trazar una recta uniendo A y D o bien utilizando una combinación de los otros métodos.

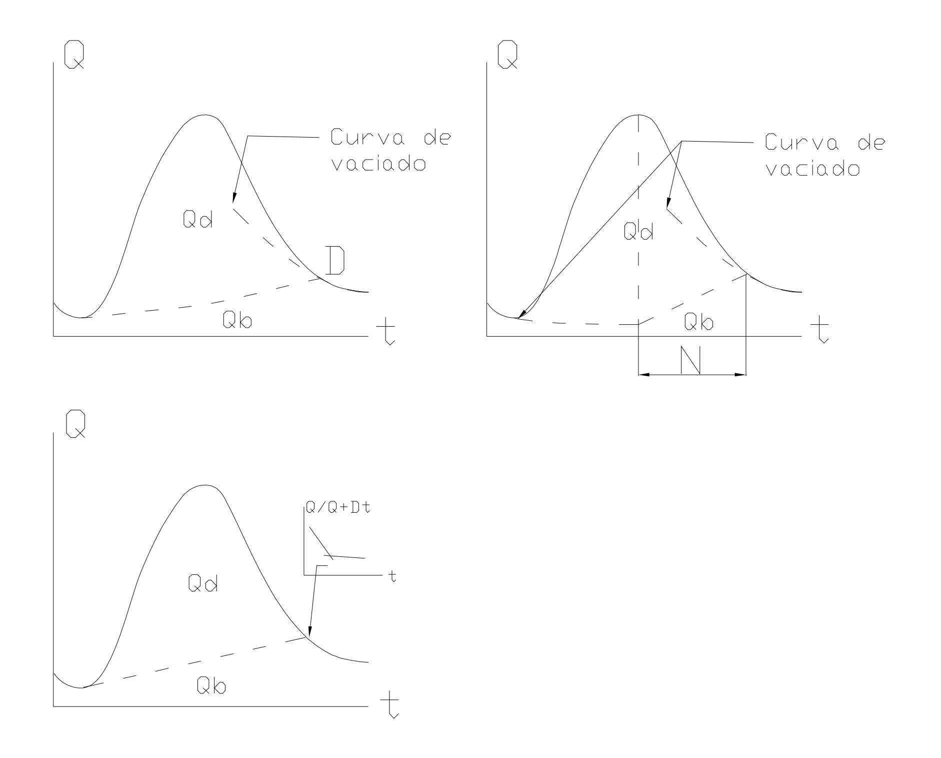


Figura 3. *Esquemas de separación del caudal base del caudal directo.*

<u>Métodos de aforo en un cauce</u>

Aforar significa medir el caudal que fluye por una sección determinada a través de medidas realizadas en el cauce.

Los métodos más utilizados son:

a) Buscar una sección de control
b) Relación sección pendiente
c) Relación sección velocidad

<u>a) sección de control</u> Buscar o provocar la formación de una sección de control es el método más seguro para evaluar la descarga de un cauce. Para ello o se construye un azud lo cual provoca ciertas modificaciones locales del cauce no siempre bien acogidas por la naturaleza, o bien buscar un escalón natural en el cauce, lo que no siempre se puede encontrar.

Una sección de control se caracteriza por la relación única entre caudal y calado de agua en la sección. Esto es así cuando se forma en la sección un calado crítico por lo tanto se exige que el flujo sea lento, es decir que el número de Froude sea menor que 1. En caso contrario si el flujo es rápido el calado que se forma es el normal.

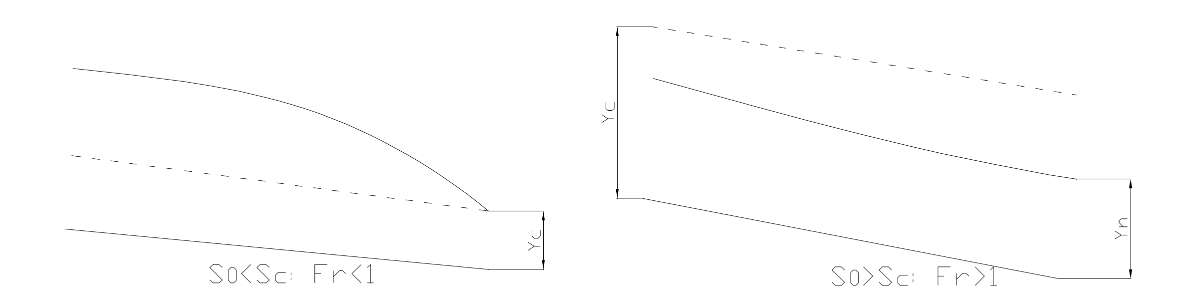


Figura 4. a) *Régimen lento- b) Régimen rápido*

i) Régimen Lento. En el caso de régimen lento y si se provoca una caída en el que se observa claramente el paso por calado crítico la relación más adecuada puede ser de la forma:

$$Q = (1.7 \sim 2.0) B H^{3/2} \quad (8)$$

en caso de que sea una caída transformada por un vertedor de pared gruesa o bien, en caso de una caída donde se mide el valor del calado crítico, como:

$$Q = 1.65 B y^{3/2} \quad (9)$$

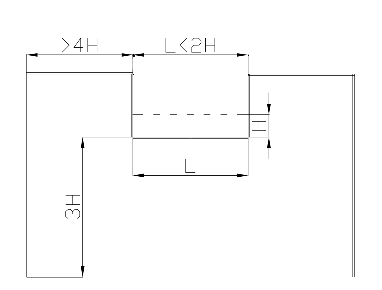
ii) Vertedores de labio fino. En caso de querer aforar un pequeño cauce se puede realizar con un vertedor de pared delgada, también los hay de forma compleja y más precisa como las canaletas Parshall. Los más utilizados son los verdores rectangulares y los triangulares. Las ecuaciones utilizadas son:

a) Vertedor rectangular de labio fino

$$Q = 1.8 L H^{3/2} \quad (10)$$

b) Vertedor triangular de labio fino y 90ºde ángulo

$$Q = 1.5 H^{5/2} \quad (11)$$



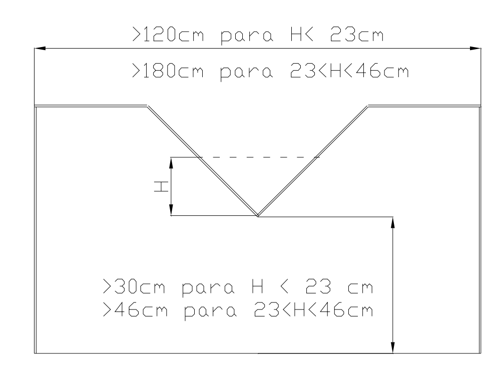


Figura 5. *Vertedores de labio fino, rectangular y triangular.*

b) relación Sección-Pendiente

Esta basada en la ecuación de conservación de la energía. Todo depende de la calidad del tramo en cuestión. Se buscan tramos lo más uniformes posibles y aplicar la hipótesis de flujo normal, en caso de que esto no sea así se deberán utilizar dos secciones y suponer flujo gradualmente variado. Todas las suposiciones son buenas excepto que todo dependerá del coeficiente de fricción. Es el punto más débil de todos pues en los cauces naturales un sin número de factores intervienen. Entre otras cosas la rugosidad de grano, la rugosidad de las formas de fondo, la rugosidad por vegetación y la rugosidad por transporte de fondo.

i) Flujo uniforme

Si el cauce es realmente uniforme se puede aplicar la ecuación o fórmula de resistencia al flujo dada por la ecuación de Manning. Esta ecuación se expresa de la siguiente manera:

$$Q = \frac{1}{n} A R^{2/3} S_f^{1/2} \tag{12}$$

Q : Caudal

n : Coeficiente de resistencia al flujo

A : Area de flujo o sección mojada

R : Relación entre el area de flujo y el perímetro mojado ; A/P

S_f : Pendiente motriz en flujo uniforme se usa la pendiente del cauce, S_0

P : Perímetro mojado

La fórmula anterior permite evaluar el caudal dados los demás datos, como e comento antes el mayor problema es determinar el coeficiente de resistencia al flujo.

ii) Flujo gradualmente variado

El flujo gradualmente variado se puede valorar aplicando la ecuación de conservación de la energía entre dos secciones separadas una distancia L. En condiciones ideales de flujo (evidentemente un tramo limpio y sin irregularidades o singularidades especiales), se pueden escoger como secciones de control las dos secciones extremas, 1 y 2, respectivamente. De esta manera aplicando la ecuación de conservación de la energía se tiene:

$$z_1 + y_1 + \frac{v_1^2}{2g} = z_2 + y_2 + \frac{v_2^2}{2g} + h_{f(1-2)} \tag{13}$$

z: Cota del fondo del cauce

y: profundidad de agua

v: Velocidad media en la sección

g: Aceleración de la gravedad

$h_{f(1-2)}$: Perdida de carga entre la sección 1 y 2.

Utilizando la ecuación de continuidad descrita por la relación:

$$Q = vA \tag{14}$$

y teniendo en cuenta que la perdida de carga entre las dos secciones se puede expresar como:

$$h_{f(1-2)} = \frac{1}{2} L \left(S_{f1} + S_{f2} \right) \tag{15}$$

En donde la pendiente motriz se evalúa con la expresión dada en (12). Definiendo,

$$\left(z + y \right)_1 - \left(z + y \right)_2 = \Delta y \tag{16}$$

Siendo Δy la diferencia de cotas de la lámina de agua entre las dos secciones escogidas. De esta forma utilizando las expresiones anteriores se puede obtener:

$$Q = \sqrt{\frac{2g\Delta y}{\left(\frac{1}{A_2^2} - \frac{1}{A_1^2} \right) + gLn^2 \left(\frac{1}{A_1^2 R_1^{4/3}} + \frac{1}{A_2^2 R_2^{4/3}} \right)}} \tag{17}$$

c) <u>Relación sección velocidad</u>, es el método usual de aforo mediante un registro con un sensor en diferentes verticales. En la figura se muestra la situación de una franja vertical definida por su área y su altura, A_i e y_i, respectivamente. En donde el caudal por la franja se puede expresar por:

$$q_i = v_{mi} A_i \tag{18}$$

En donde el caudal unitario es q_i. La suma de todos los caudales unitarios a lo largo de la sección da lugar a conocer el caudal total. De forma que:

$$Q = \sum_i q_i \tag{19}$$

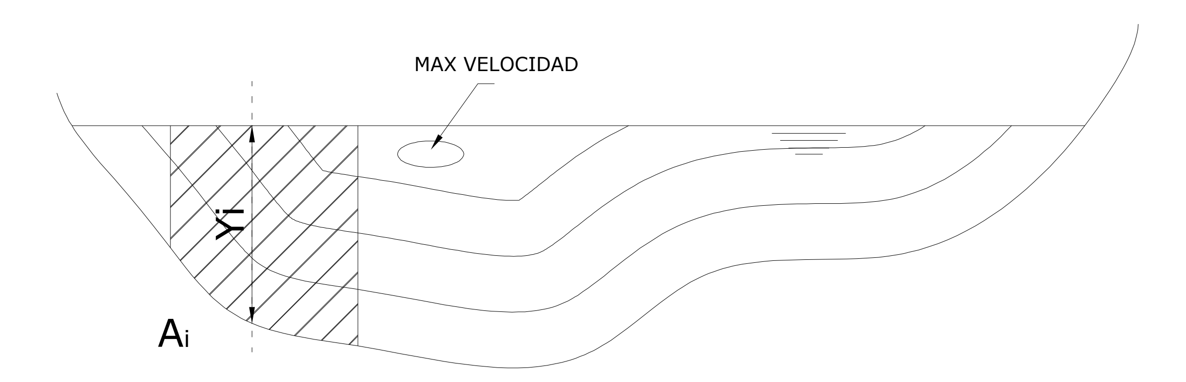


Figura 6. *Isotacas o líneas de igual velocidad. Franja iésima a lo largo de la sección para determinar el caudal total de la sección.*

La distribución de velocidades se define por la relación de Von Karman, es una ley de velocidades tipo logarítmico, que se describe así

$$\frac{v}{v^*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{20}$$

Aquí la velocidad local, v, comparada con la velocidad de corte en la sección es proporcional al logaritmo natural de la relación entre la profundidad de medida con la altura de la rugosidad absoluta: $z_0 = 30k_s$.

La velocidad media en un perfil logarítmico se da en una altura del orden del 60% de la profundidad o bien la media de la suma entre el valor de velocidad al 20 y 80% de la profundidad, así:

$$\overline{v} = \frac{v_{20} + v_{80}}{2} \tag{21}$$

Con estas definiciones es posible entonces determinar la velocidad media en cada franja y por tanto conocer el caudal total.

Estación hidrométrica.

Una estación hidrométrica la componen una serie de infraestructuras que permiten determinar el caudal de paso simplemente mediante el registro de un nivel. La estructura simplemente debe garantizar la existencia de una relación caudal elevación. Se coloca una boya que marca en un sistema mecánico o electrónico el nivel y mediante una ecuación de transformación nivel-caudal se conoce en cada instante el caudal de paso.

Las relaciones de nivel caudal se deben obtener mediante aforo en ciertos momentos del año, mejor que cada aforo sea representativo de un estado del cauce. De esta manera se puede obtener una mejor función de interpolación. Como muestra de una relación de nivel caudal se tiene la figura

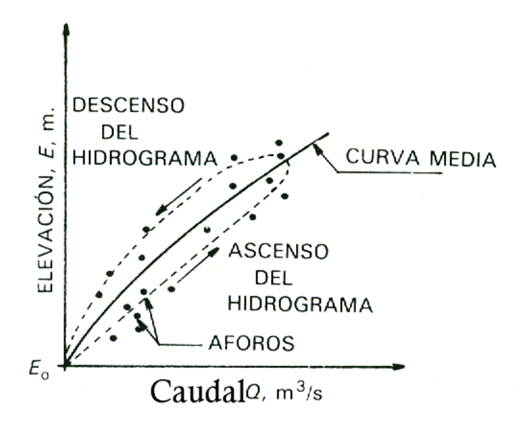


Figura 7. Curvas de elevación caudal.

Las estaciones hidrométricas deben reunir ciertas condiciones, entre ellas:

a) Accesibilidad. La estación debe ser visitable en cualquier momento, sobre todo en avenidas.
b) Suficiencia. Debe cubrir todo el rango de caudales. Por lo menos hasta desde el mínimo posible hasta el máximo posible.
c) Estabilidad. La estación se debe mantenerse con las características geométricas iniciales, además que esté situada en un tramo recto para que la inercia en curva del flujo no afecte a la lectura.
d) Permanencia. La estación debe estar situada y construida de forma que las avenidas no la deterioren, esto no siempre es así, pues una avenida muy elevada cambia su comportamiento natural de llevar sólo agua y comienza a transportar sedimento, con lo que es muy probable que las laderas del cauce se vean afectadas.

8. Precipitación

Este apartado es uno de los más importantes, pues es la que determina la entrada de mayor aportación de agua a la cuenca, determina su cantidad y frecuencia y entre otras cosas su calidad.

La ciencia que se encarga del agua en la atmósfera es una parte de la meteorología que se denomina hidrometeorología. Es una de las ciencias que hoy por hoy esta en auge gracias a los nuevos sistemas de medición. Nuevos sistemas es un decir, pues su inicio

comienza a mediados de los 50, con el radar meteorológico. El radar ha tenido su auge en los últimos 15 años en los que se ha convertido en una herramienta fundamental para la predicción y alarma de avenidas. Sin embargo el empuje que ha dado a la calidad y cantidad de datos es desbordante para cualquier persona que anteriormente sólo utilizaba como sistema de medición el pluviómetro.

Presión atmosférica. Es una de las variables fundamentales en la hidrometeorología, depende de esta la capacidad que tiene el aire de retener o no el agua que contiene. La presión se mide en bares (1 bar=1.033kg/cm ^{2}=760 mmHg) y corresponde a la presión promedio a nivel del mar a 0ºC.

$$P = 1013.2\left[\frac{288 - 0.0065z}{288}\right]^{5.256} \tag{22}$$

En donde z es la altura y la presión de referencia es la presión a nivel del mar a 15ºC por convención internacional.

Presión de vapor. Es la presión que tiene el vapor de agua a una cierta temperatura y presión. Para cada temperatura y presión siempre hay una cantidad de vapor de agua contenida en un volumen determinado. La temperatura a la que se da esta situación se denomina Punto de Rocío.

Presión de vapor de saturación. Se considera a la columna de vapor de agua que puede soportar un volumen de aire a una presión y temperatura dadas antes de condensarse. La presión de vapor de saturación se puede relacionar con la siguiente expresión:

$$e_d = e_w - 0.00066p\left(T_a - T_w\right)\left(1 + 0.00115T_w\right) \tag{23}$$

e_d : presión de saturación correspondiente a un punto de rocío T_d

e_w : Presión de vapor correspondiente a T_w

T_a : Temperatura del aire (o temperatura seca) con bulbo seco

T_w : Temperatura húmeda.(tapado en bulbo con una tela humeda).

p : Presión

Humedad relativa Es la relación entre la presión de vapor real y la se saturación, expresada en porcentaje. Esta humedad se mide por medio del higrógrafo

$$H_r = 100 \frac{e_a}{e_d} \tag{24}$$

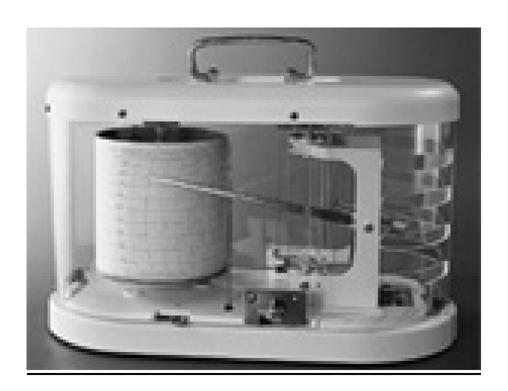


Figura 8. *Higrógrafo, normalmente de pelo que es sensible a la humedad.*

Humedad absoluta. Es la masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire:

$$\rho_v = \frac{\text{masa de vapor}}{\text{volumen de aire}} = \frac{M_v}{V_a} \tag{25}$$

Humedad específica. Se define como la relación entre la masa de vapor y la de aire húmedo (aire + vapor).

$$H_s = \frac{M_v}{M_a + M_v} \tag{26}$$

Formación de la Precipitación

LA precipitación es cualquier forma de humedad que llega a la superficie terrestre, ya sea lluvia, nieve, granizo, niebla, rocío, etc.

Formación de las precipitaciones

Los elementos necesarios para la formación de las precipitaciones son:

-Humedad atmosférica.

- Radiación solar.

- Mecanismos de enfriamiento del aire

-Presencia de núcleos higroscópicos para que halla condensación.

El proceso de formación se puede resumir como sigue:

a) El aire húmedo de los estratos bajos es calentado por conducción

b) El aire húmedo se torna más leve que el de su alrededor y experimenta una ascensión adiabática.

c)El aire húmedo se expande y se enfría a razón de 1ºC por cada 100 m (expansión adiabática seca) hasta llegar a una condición de saturación para llegar a la condición de condensación.

d) Las gotas de agua se forman cuando la humedad se condensa en pequeños núcleos higroscópicos.

e) Dichas gotas quedan en suspensión y crecen por diversos motivos hasta que por su peso precipitan. Existen dos procesos de crecimiento de las gotas:

1) Coalescencia. Es el aumento de las gotas por choque con otras.

2) Difusión de vapor. Encuentro de capas supersaturadas (difusión de vapor de agua) con aquellas en las que ya existen gotas de agua, adquiriendo estas últimas mayor tamaño.

Tipos de precipitación

a) Precipitaciones convectivas. Se da cuando las masas de aire bajas se calientan acompañadas de vientos fríos superiores. Esto ocasiona una descompensación muy grande de fuerzas de empuje y de flotación, generando corrientes ascendentes de aire húmedo que al ir ascendiendo llegan a la presión de saturación y el vapor se condensa rápidamente. Los movimientos generados en este fenómeno dan lugar a una rápida coalescencia de las gotas de agua. Las tormentas generadas de esta forma son las culpables del denominado flash flood.

b) Precipitaciones orográficas. Cuando corrientes de aire húmedo que circula por los valles y choca contra las montañas. Este aire húmedo se ve forzado a ascender hacia estratos más altos. Es en ese momento que pueden chocar con estratos más frios y secos ocasionando la condensación súbita del vapor de agua.

c) Precipitación por convergencia. Cuando dos masas de aire en movimiento y a diferente temperatura se chocan entre sí. Si una masa de aire frío se encuentra una masa de aire caliente, este tiende a ser desplazado hacia arriba formando un frente frío. Si en cambio es la masa de aire caliente en movimiento que se encuentra con una masa de aire frió, este tiende a moverse en una superficie inclinada formando un frente calido. Ver la figura.



Figura 9. Frentes de aire debido a la colisiónentre masas.

Medida pluviométricas

La lluvia se puede medir en términos de altura de agua pues consiste en la medida de un volumen por unidad de superficie. También se puede considerar como cuanta agua se puede acumular (mm) en una superficie determinada (m^2). Si en un área determinada por una Ha (10000m2) cae un volumen de 10 m^3 cual es la altura que ocuparía si la superficie en cuestión es impermeable. La respuesta es que son exactamente 1 mm. También es 1 litro de agua vertido en un metro cuadrado, el agua ascendería 1 mm. Es por ello que se habla de mm de agua, para indicar el volumen caído en una superficie. Una lluvia normal acumulada en un periodo de tormenta es de 20mm, lo cual indica que si la superficie es impermeable la cantidad de agua acumulada en ella es de 2 cm, o bien que en una Ha de terreno han caído 200m^3, esto es en un área de 100x 100 m (una manzana normalizada).

También se suele utilizar la medida de intensidad de precipitación y es la cantidad de agua que cae en una cierta área por unidad de tiempo. Es decir se esta hablando de ($m^3/m^2/s$). Mide la velocidad con que fluye la lluvia o la velocidad con que se acumula la lluvia en un área determinada. Normalmente se mide en (mm/hr). La intensidad caracteriza el evento ya sea de gran duración o de poca duración. Por ejemplo se puede caracterizar un evento como la lluvia caída en un día, o un mes o un año. Estas mediadas caracterizan un territorio. En España se puede hablar de lluvias medias de 700 mm/año. Es decir un media de 7 metros de agua en promedio al año. Parece mucha cantidad de agua pero no es así pues gran cantidad se infiltra en el terreno y el resto fluye hacia el mar. Ambas cosas son necesarias para el mantenimiento de los sistemas bióticos; la vegetación, los animales y el hombre. El problema también recae en la

variabilidad espacial y temporal de la lluvia. Si la lluvia fuese repartida más o menos uniformemente esta podría llegar a todos los lugares sin prácticamente problema alguno, pero al caer en forma frecuencial o pulsátil y de manera abrupta, es decir tormentas abundantes en poco tiempo y en cuencas aisladas, sin embargo esta media sigue siendo poca. El valor de 700 mm/año correspondería a una media de 2 mm/dia.

Aparatos de medida de lluvia

El Pluviómetro y pluviógrafo

Es de los aparatos hasta el día de hoy más utilizados para medir la lluvia. La problemática que tiene es que sólo mide un punto en un área por lo que hay que poner una red de pluviómetros a lo largo del territorio enorme para poder conocer más o menos lo que ocurre cuando cae una tormenta. En España aún hará falta colocar muchos pluviómetros para registrar adecuadamente las tormentas. En este territorio se suelen dar lluvias de tipo convectivo, lo que da lugar a una variabilidad espacial elevada y por lo tanto la densidad de pluviógrafos debería ser elevada para poder registrarla.

Un pluviógrafo o pluviómetro registra la lluvia mediante el uso de un aparato como el que se muestra en la figura. Los hay que marcan con una plumilla continuamente en un tambor y los hay que marcan en un registro electrónico mediante una cazoleta adosada a un eje que gira por el peso de agua que cae en la cuchara.



Figura 10. *Pluviometro electrónico de cazoleta*

La forma como registra cada uno de los pluviómetros hace que la precisión sea una u otra. En el caso de la banda de registro depende de la precisión del reloj y en el otro caso depende de la capacidad de la cuchara de la cazoleta. Normalmente hay una serie de parámetros que están estandarizados y el registro es compatible sea la marca que sea.

El radar meteorológico.

Uno de los instrumentos más utilizados actualmente en la hidrología es el radar meteorológico.

La información meteorológica tiene dos fuentes, los pluviómetros que dan la información de la cantidad de lluvia en forma de histograma o cantidad de agua acumulada en incrementos de tiempo y la respuesta del radar meteorológico. Ambas fuentes tienen que ser calibradas y ajustadas para obtener una medida fiable y calibrar así los procesos de cuenca en definitiva el hidrograma de salida. En la figura 2. se muestran la situación de una serie de pluviómetros situados alrededor de una cuenca objeto de estudio. También se muestra en la figura 2b) la información radar de un instante determinado de la situación de una tormenta en la zona. El radar meteorológico mide la lluvia de forma indirecta a través de la reflectividad (Z), variable que esta relacionada con las características de las gotas de lluvia. El radar toma una muestra de la atmósfera girando alrededor de un eje vertical y a un cierto ángulo de elevación. Cambiando el ángulo de elevación, el radar es capaz de muestrear prácticamente todo el volumen alrededor del mismo a diferentes alturas y en distancias realmente grandes (del orden de 150Km alrededor). Los datos de reflectividad son almacenados en coordenadas polares tal y como son tomados, luego se hace una transformación a coordenadas cartesianas para obtener una base de datos más estándar. La base de datos así almacenada contiene la reflectividad medida a diferentes alturas del volumen de la atmósfera encima de una región. Por ejemplo el radar de Cataluña almacena la reflectividad cada 10 minutos, con una resolución de $1x1km^2$ o $2x2km^2$ con un alcance entre 120km y 240 km.

La transformación de la reflectividad Z en lluvia se realiza por medio de la llamada transformación Z-R. Esta relación, que depende de las características de la lluvia (especialmente de la función de distribución del tamaño de las gotas), es diferente de acuerdo con el tipo de lluvia y de la zona climática y debe ser calibrada con datos experimentales.

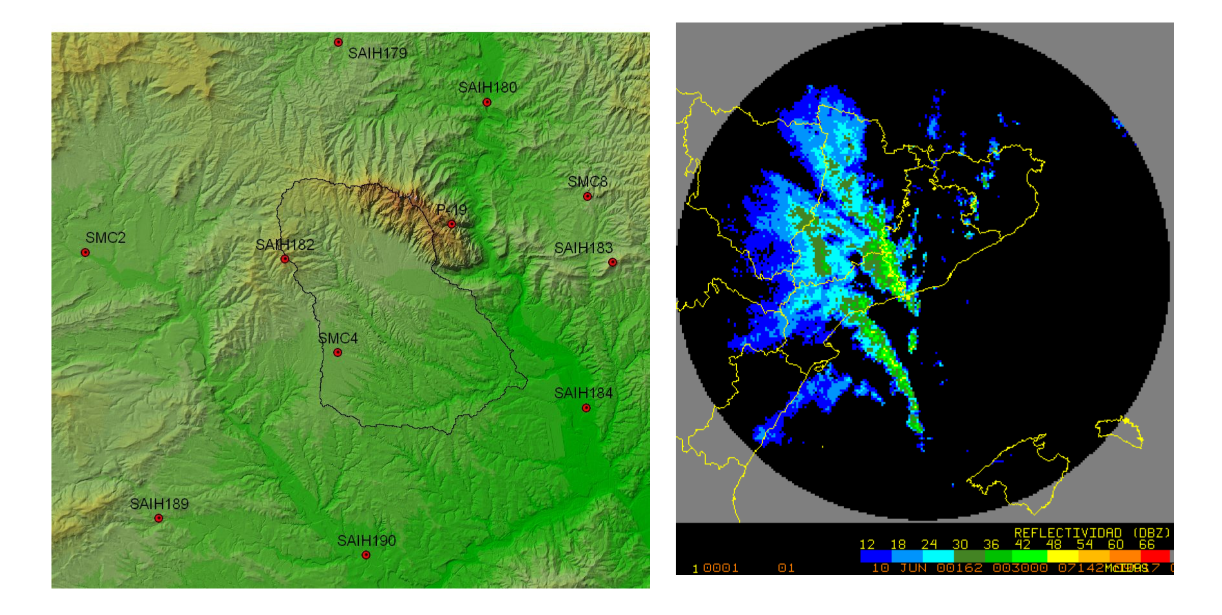


Figura 11 *a) Situación de los pluviometros situado0s en una region. b) Imagen de radartomada a las 3:00 UTC.La imagen tiene una resolución de 2x2 Km2, y un alcance de 240 km.*

La existencia y mantenimiento de una red de pluviómetros es muy necesaria para poder sacar todo el provecho a los datos de reflectividad.

El radar meteorológico es como se muestra en la figura Figura 12 y las características de medida más relevantes.

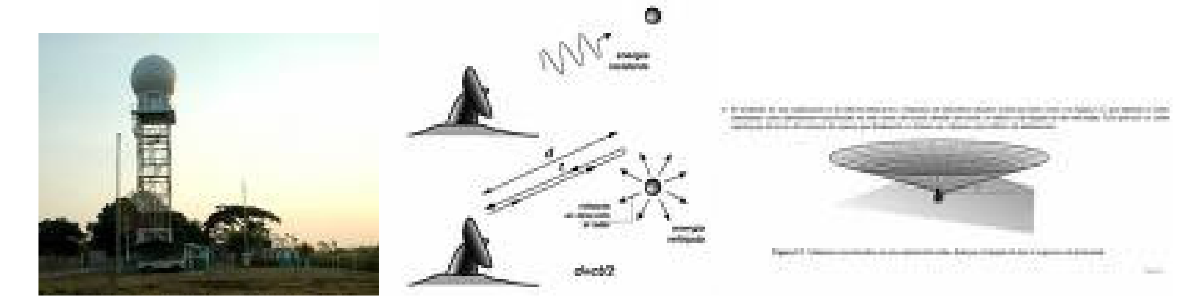


Figura 12. *Radar meteorológico, forma como mide medición y perfil de medición*

<u>Datos faltantes</u>

Por una u otra razón los pluviómetros no registran, bien por que se han estropeado, bien por que no se ha mantenido adecuadamente. Pero existen series históricas que permiten tener una serie incompleta del registro en ese punto. Existen varias técnicas para rellenar los huecos de datos faltantes.

a) Relleno de acuerdo a los registros de estaciones aledañas o cercanas. Para ello se utiliza la siguiente formula de ponderación:

$$P_x = \frac{1}{n}\left[\frac{N_x}{N_1}P_1 + \frac{N_x}{N_2}P_2 + \ldots + \frac{N_x}{N_n}P_n\right]$$

n: Número de estaciones pluviometricas

P_x: Precipitación de la estación x durante el periodo de tiempo por completar

P_1 a P_n: Precipitación de las n estaciones. (27)

N_x: Precipitación media anual a nivel global o multianual de la estación x

N_1 a N_n: Precipitación media anual a nivel global o multianual de las estaciones de referencia

b) <u>Análisis de las dobles masas</u>

Este análisis se realiza para saber si la estación es homogénea o no. De manera que se obtenga una confianza en los datos. Muchas veces la estación a cambiado de lugar, posición o marca. La manera de hacerlo es comparar con estaciones cercanas que no hallan sido modificadas.

El análisis se realiza mediante la grafica que se muestra a continuación en la que se han colocado las precipitaciones acumuladas a lo largo del tiempo de la estación en cuestión con respecto a la estación de referencia. Este análisis muestra que si ambas estaciones son homogéneas la pendiente es única en tanto que si los datos indican un cambio de pendiente en los últimos años es que ya no existe homogeneidad.

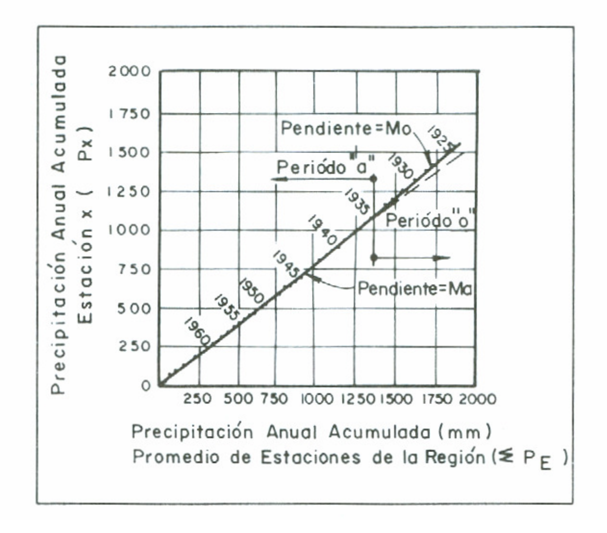


Figura 13. *Precipitación acumulada en la estación analizada y la estación de referencia.*

En el periodo en que no ha habido ningún cambio sospechoso en la estación se puede establecer la relación casi lineal de la manera siguiente:

$$M_a = \frac{\sum_{i=1}^{k} P_{xi}}{\sum_{i=1}^{k} P_{ei}} \tag{28}$$

Y durante el periodo de la modificación como

$$M_o = \frac{\sum_{1}^{l} P_{xi}}{\sum_{1}^{l} P_{ei}} \tag{29}$$

La corrección que ha de hacerse a la estación se puede expresar de acuerdo con:

$$P_{aj} = \left({M_a}/{M_o} \right) P_o \tag{30}$$

<u>El hietograma:</u> Es la forma gráfica de representar la lluvia incremental, por lo tanto se presenta como un diagrama de barras. Así la figura 1 muestra una lluvia incremental.

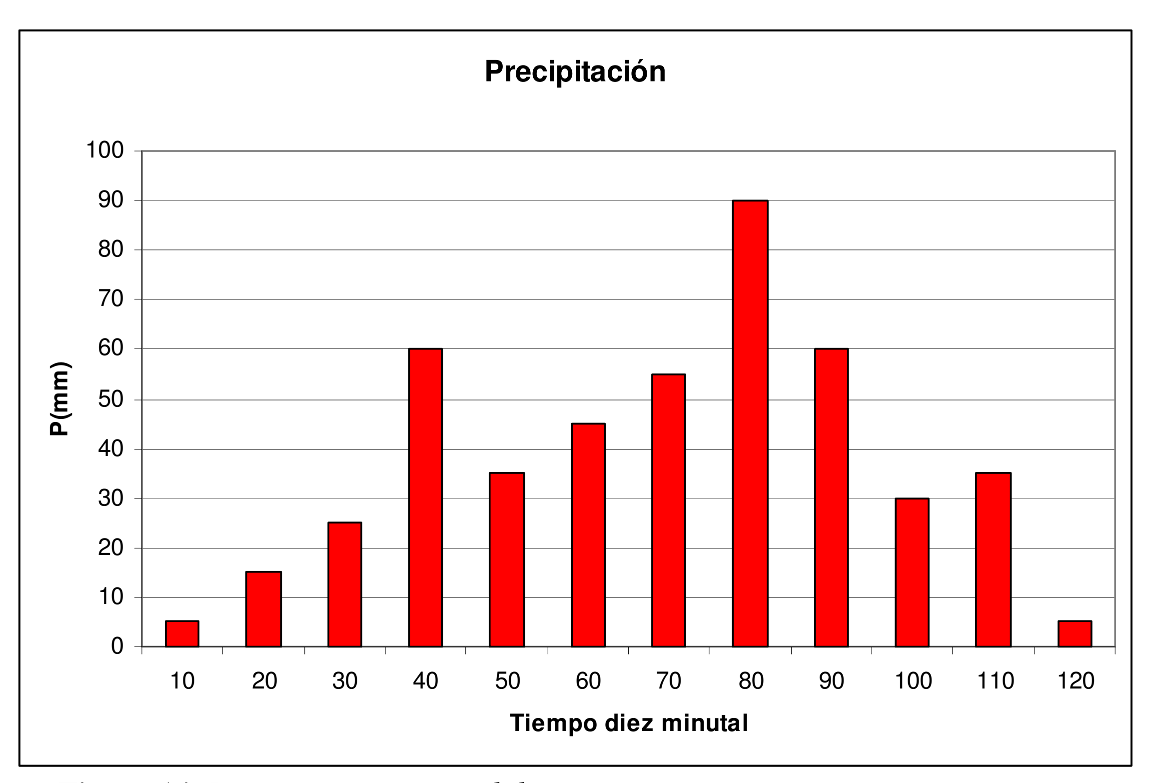


Figura 14. *Diagrama incremental de precipitaciones*

La representación acumulada también es muy utilizada, y se representa por:

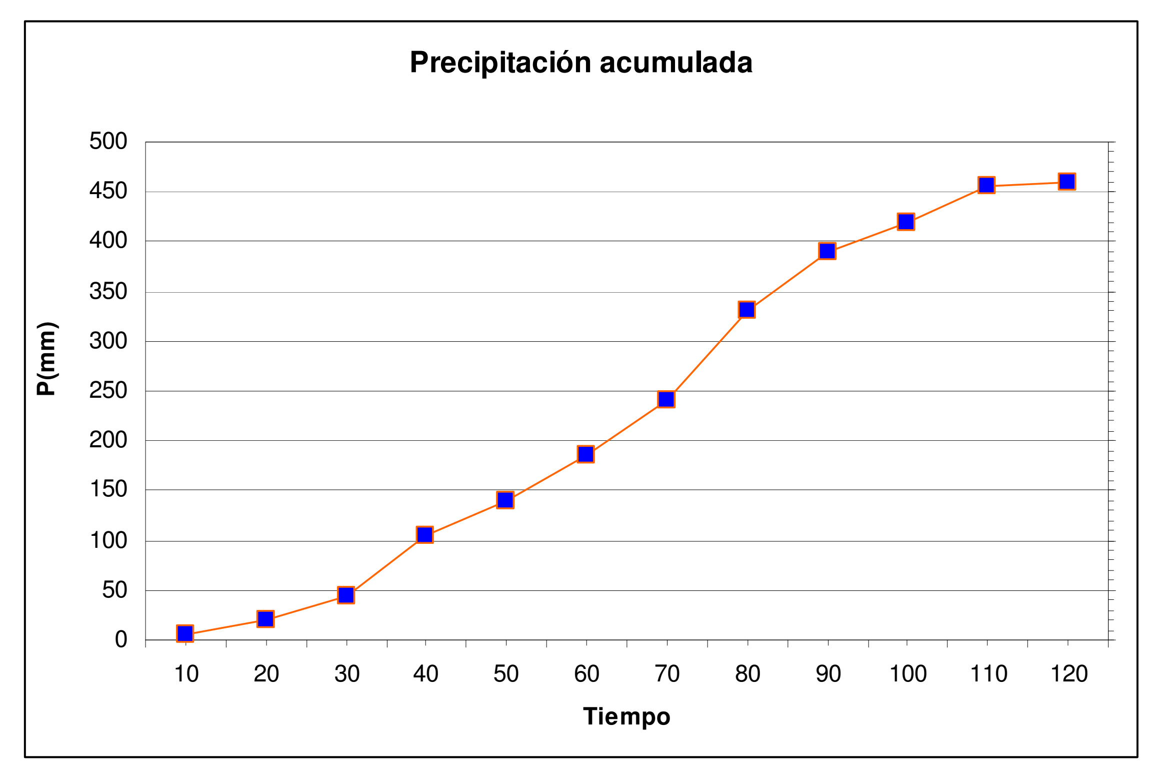


Figura 15. *Lluvia acumulada.*

Lluvia sobre un área. Los polígonos de Thiessen

Para evaluar la lluvia sobre un área determinada se puede realizar mediante el uso de la posición relativa de los pluviómetros respecto del área. Si sólo hay un pluviómetro en la zona, el área de la cuenca puede estar representado por este pluviómetro. Sin embargo, es usual que en la zona en cuestión existan varios pluviómetros para evaluar cual es el valor de lluvia que se puede asociar al área en cuestión se utilizan muchos métodos; el método de la media aritmética, el método de los polígonos de Thiessen, el método del inverso de la distancia al cuadrado. Uno de los más utilizados es el método de los polígonos de Thiessen que describiremos a continuación.

Sea una cuenca de área A en la cual se encuentran en ella y alrededor de ella una cierta cantidad de pluviómetros y en cada pluviómetro se registra una cantidad de lluvia acumulada P_i. Los polígonos de Thiessen tratan de evaluar que área de la cuenca le pertenece a cada pluviómetro. De esta manera se puede establecer una correspondencia de cada parte de la cuenca con un pluviómetro concreto.

La cuestión es que se define el alcance del pluviómetro como la mitad de la distancia entre dos pluviómetros consecutivos. Vease la figura.

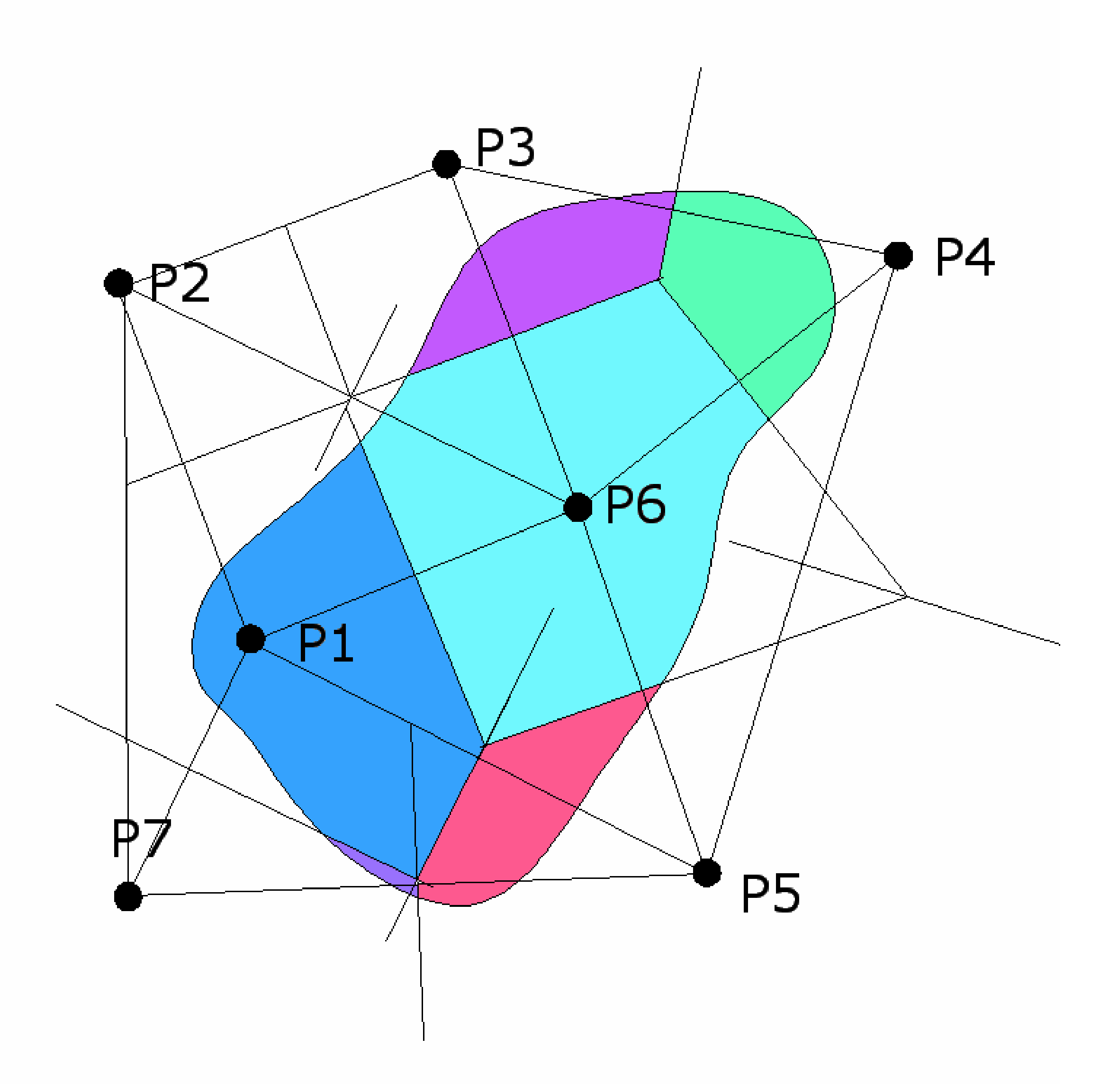


Figura 16. *Distribución de las áreas aferentes según los polígonos de Thiessen.*

Las áreas aferentes se distribuyen trazando primero las líneas normales a la recta que une los polígonos, uniéndolas hasta completar un cerco alrededor de cada pluviómetro. Una vez hecho esto se calcula el área que pertenece a cada pluviómetro y se calcula la siguiente relación para conocer la precipitación que cae en la cuenca.

$$\overline{P} = \frac{1}{A}\sum_j A_j P_j \tag{31}$$

<u>Método de las Isoyetas.</u>

El método de las isoyetas determina las líneas de igual altura de precipitación. En todo el plano y después se calcula el área entre Isoyetas y se determina así la precipitación caida entre estas. Véase la figura.

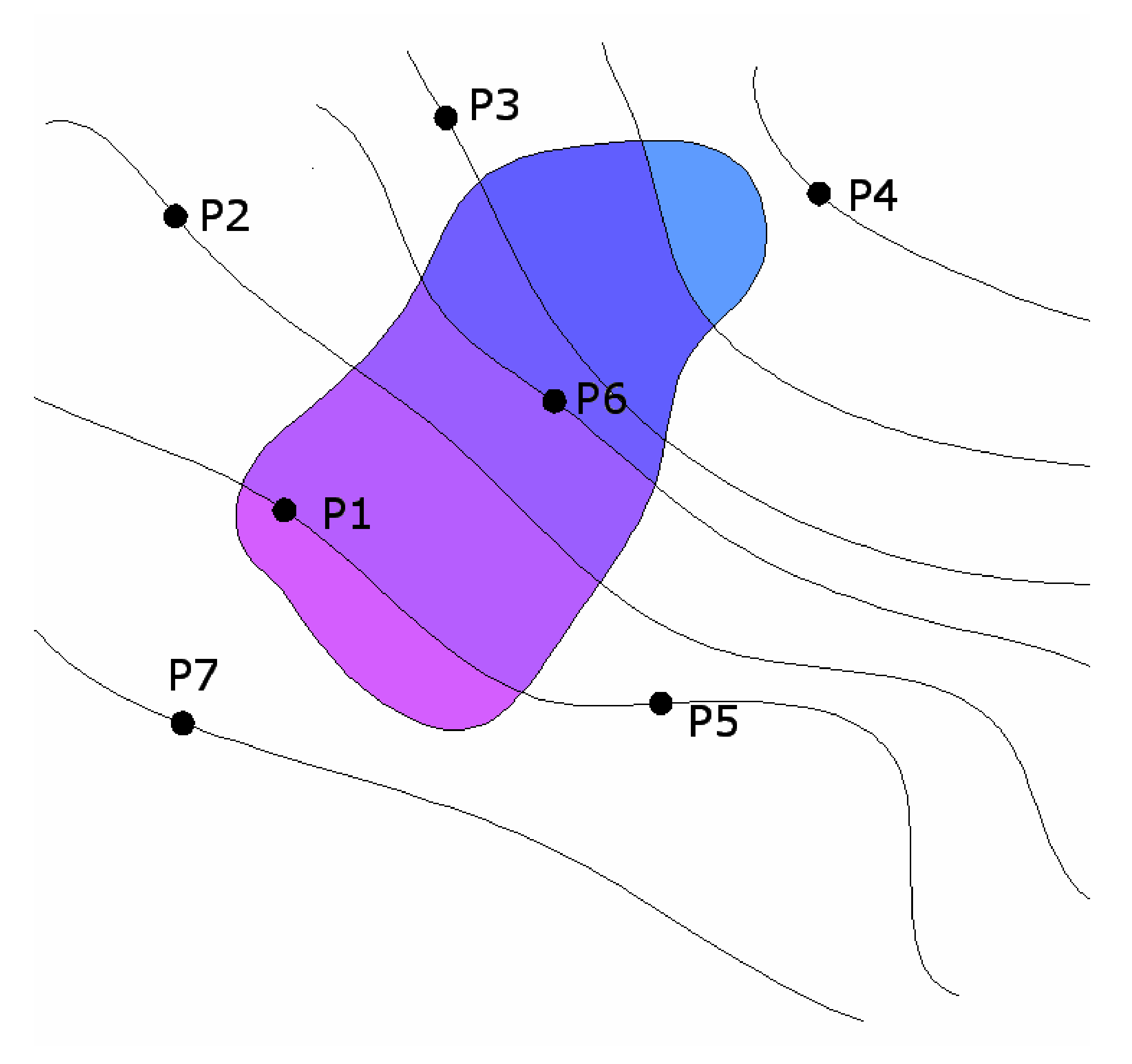


Figura 17. *Distribución y cálculo de la precipitación con Isoyetas.*

El cálculo de laprecipitacvión se consigue de acuerdo con:

$$\overline{P} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} \left(\frac{P_i + P_{i+1}}{2} \right) A_{i,i+1}}{\sum_{i=1}^{i=n-1} A_{i,i+1}} \tag{32}$$

Curva de masa media en una cuenca

Para determinar la curva de masa media que permite calcular de forma ponderada la acumulación de las precipitaciones medias a lo largo del tiempo en la cuenca. Se puede utilizar el método aritmético o el método de los polígonos de Thiessen.

EJERCICIO ALTURA DE PRECIPITACIÓN

Se tiene la cuenca de la Figura 18 dónde se supone registrada, a través de 6 pluviómetros, la tormenta detallada en la Tabla 1.

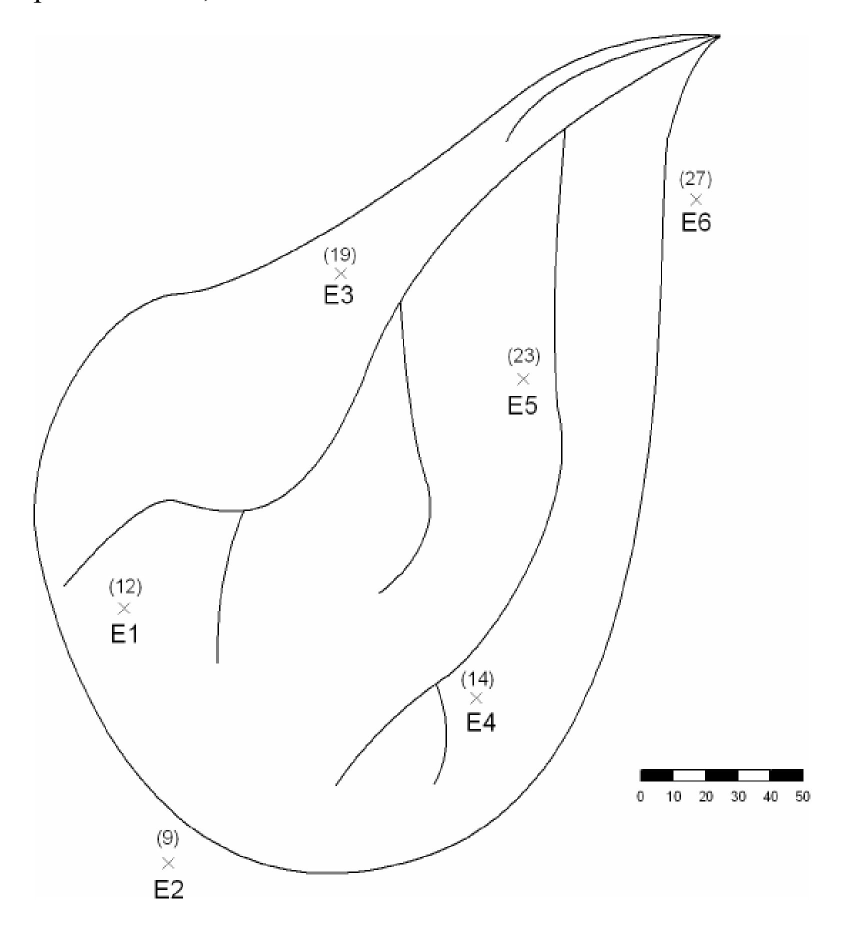


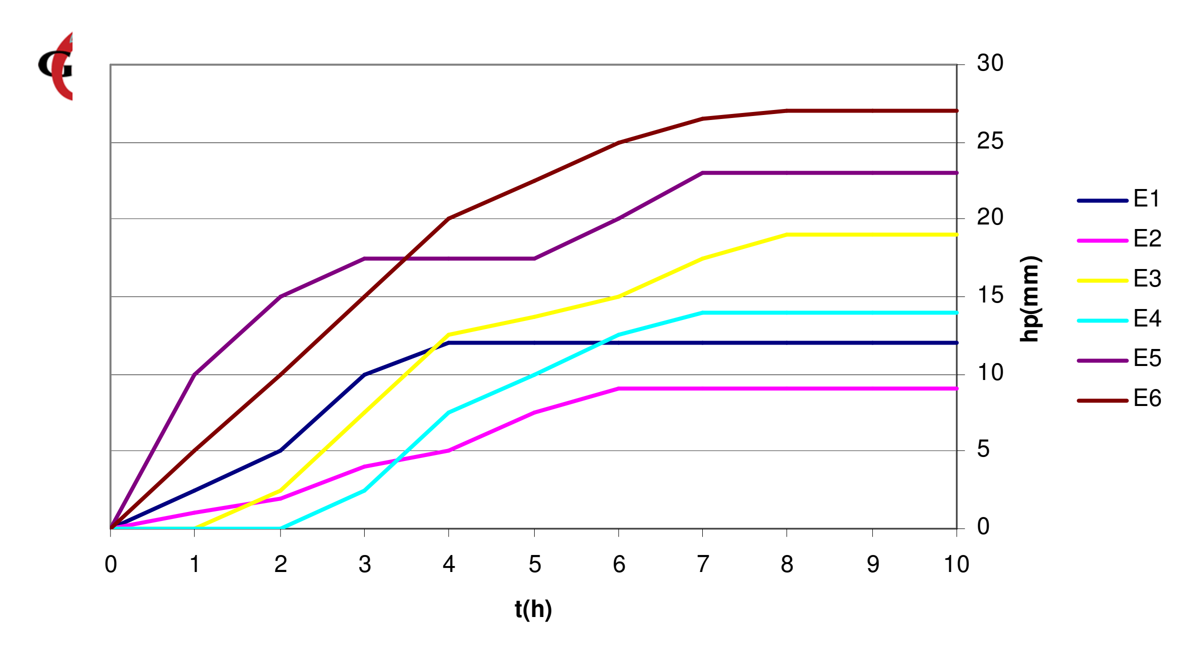
Figura 18. *Cuenca para analizar las curvas de Precipitación-área-duración*

Tabla 1

ESTACIÓN METEOROLÓGICA

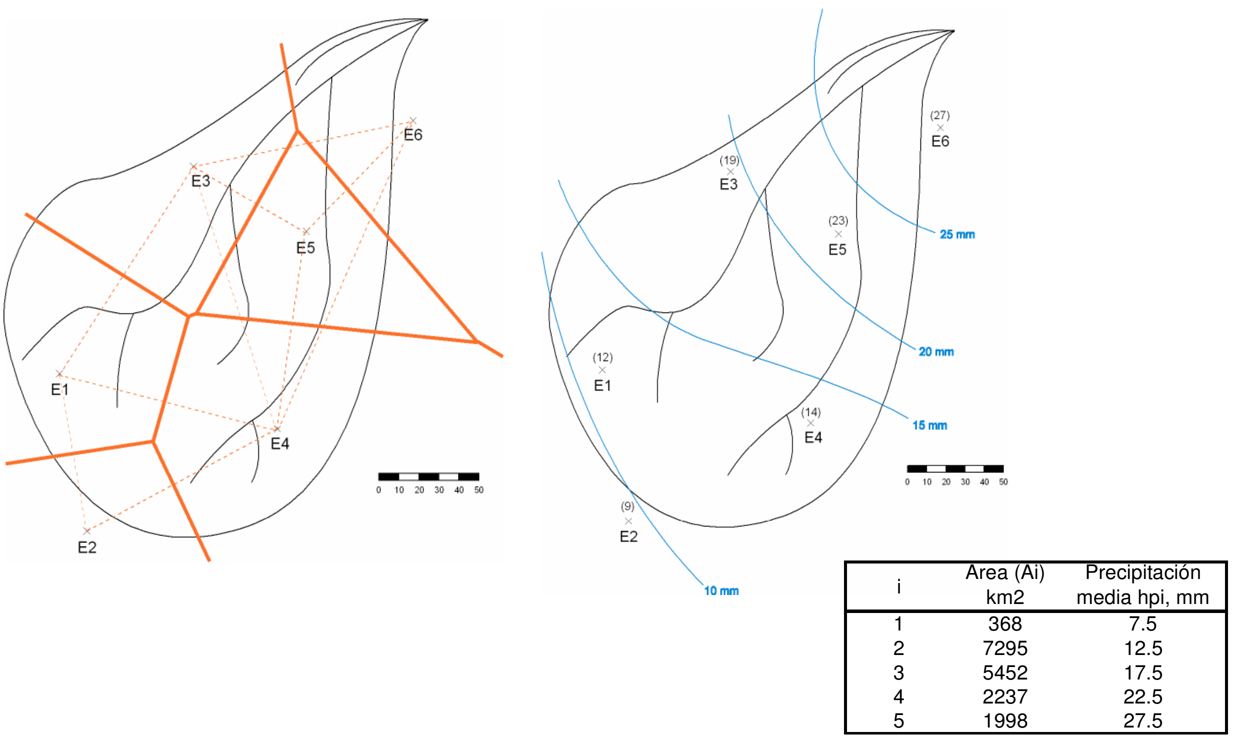
Hora	E1	E2	E3	E4	E5	E6
0	0	0	0	0	0	0
1	2.5	1	0	0	10	5
2	5	2	2.5	0	15	10
3	10	4	7.5	2.5	17.5	15
4	12	5	12.5	7.5	17.5	20
5	12	7.5	13.75	10	17.5	22.5
6	12	9	15	12.5	20	25
7	12	9	17.5	14	23	26.5
8	12	9	19	14	23	27
9	12	9	19	14	23	27
10	12	9	19	14	23	27

Se calcula la curva de masa de las estaciones, obtenida a través de los datos anteriores siendo el resultado final, el gráfico siguiente:



Como se ha visto en la teoría explicada en clase, para saber la lluvia media en una cuenca existen distintos métodos, entre los cuales están los polígonos de Thiessen, y el mapa de Isoyetas con el cálculo del área encerrada entre caa una de ellas. La

Figura 19 corresponde a la cuenca con los polígonos de Thiessen y la Figura 20 al mapa de isoyetas.



i	Area (Ai) km2	Precipitación media hpi, mm
1	368	7.5
2	7295	12.5
3	5452	17.5
4	2237	22.5
5	1998	27.5

Figura 19 *Polígonos de Thiessen utilizados*

Figura 20. *Mapa de Isoyetas utilizado.*

Se pide, entonces, encontrar las **curvas de altura de precipitación-área-duración (h_p-A-d) de 1h, 2h, 4h, 6h, 8h,** a través de los datos proporcionados, dándose como dato adicional la superposición de ambos mapas, con las áreas de las intersecciones necesarias para continuar con el ejercicio.

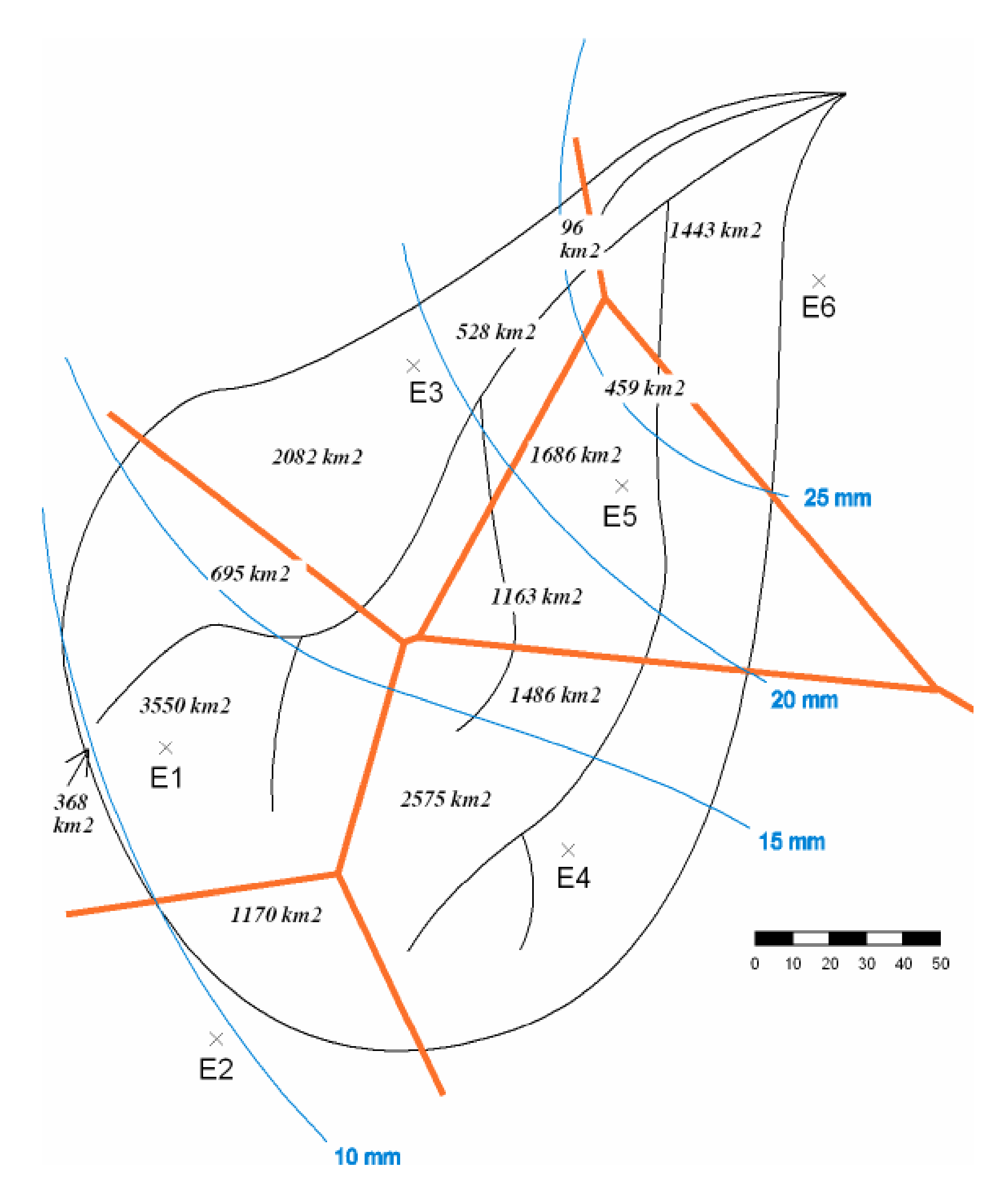


Figura 21 *Utilizar el Excel adjunto para realizar y completar el ejercicio.*

Curvas IDF- Intensidad-duración periodo de retorno.

Es importante además de cuantificar la lluvia que cae registrada en pluviómetros poder predecir cuanto podrá caer en un futuro, cuál puede ser la máxima precipitación. Es importante para poder averiguar los caudales de agua que producen las cuencas en eventos extremos de manera que se pueda diseñar las obras de contención, drenaje de carreteras, alcantarillas y otras infraestructuras urbanas. El problema es que el evento lluvia es un evento aleatorio y para estudiar su evolución y predicción ha de realizarse mediante conceptos probabilísticos.

Las curvas IDF pretenden exactamente eso, asociar la intensidad con la duración de la lluvia y la probabilidad de ocurrencia o frecuencia.

Probabilidad

Si un experimento tiene n resultados posibles y mutuamente excluyentes, si de ellos n_a resultados tienen un atributo a, entonces la probabilidad de que ocurra un evento A con el atributo *a* es:

$$P(A) = \frac{n_a}{n} \tag{33}$$

El ejemplo más sencillo es el juego de los dados. Un dado tiene 6 caras marcadas cada una con un valor diferente del 1-6. Si el dado no esta trucado, al tirarlo el resultado es totalmente incierto, pero existe una probabilidad finita no nula de que el resultado sea una de las 6 caras. La probabilidad de que salga una de ellas es $1/6$. Es decir si uno desea saber la probabilidad de que salga un 2 en una tirada, esta es $1/6$. Bien, si ahora el dado tiene más caras, pongamos 24. La probabilidad de que salga una de ellas es $1/24$. Así sucesivamente puedo incrementar el número de caras. Un evento como la lluvia es un evento como la del dado pero con un dado que tiene infinitas caras, por tanto la probabilidad de que salga una de ellas es completamente nula. Por eso conviene en lluvias hablar de intervalos, por ejemplo cual es la probabilidad de que un evento sea superado, es decir que una lluvia sea mayor o igual que un valor determinado. De esta forma si que es un número finito. Se habla pues de la $P(x \geq x_0)$ "Probabilidad de que el evento sea mayor que un valor concreto" es decir un intervalo.

Si la probabilidad de obtener un 2 en el lanzamiento de un dado, se pregunta cuantas veces hay que tirar el dado para obtener un 2. La respuesta es sencilla pero igualmente incierta, son 6 veces. Es decir el inverso de la probabilidad. Esto no asegura que salga

un 2 en el sexto tiro, pero tampoco impide que el 2 salga a la primera tirada. Pues se trata siempre cada tiro como un evento aleatorio independiente. Pero por lo menos se sabe que el periodo o número de veces que hay que tirar el dado es 6. La probabilidad define una fr4ecuencia y su inverso un periodo.

Por otro lado si el dado tiene infinitas caras, el número de tiradas para obtener un valor o una cara de este dado es infinito. Lo cual es exactamente el inverso de su probabilidad.

Si se considera un intervalo como el expresado anteriormente, como la probabilidad de que un evento sea superado, el inverso es el periodo. Es decir que

$$T = \frac{1}{P\left(h_p \geq P\right)} \tag{34}$$

Esto es el "periodo de retorno" de la precipitación máxima en 24 horas es el inverso de la probabilidad de que un evento precipitación h_p sea igualada o sea excedida en un año cualquiera.

Así la probabilidad que el evento no sea superado en un año cualquiera es:

$$P\left(h_p < P\right) = 1 - P\left(h_p \geq P\right) = 1 - \frac{1}{T} \tag{35}$$

Asignación del periodo de retorno

Una de las fórmulas más utilizadas para asignar periodos de retorno a eventos es la expresión:

$$T = \frac{n+1}{m} \tag{36}$$

Siendo m el número de orden y n el número total de datos.

Riesgo

Muchas veces es necesario expresar el riesgo de una situación. Por ejemplo el riesgo de trabajar los próximos 4 años en un río con ciertos valores de caudal registrados y cierta distribución de la probabilidad.

Si la probabilidad de que un evento sea superado en un año cual quiera es:

$$P = \frac{1}{T} \tag{37}$$

Entonces la probabilidad de que el evento no sea superado en un año determinado es:

$$\overline{P} = 1 - \frac{1}{T} \tag{38}$$

Así la probabilidad de que el evento no sea superado en los próximos n años es:

$$\underbrace{\overline{P}\overline{P}\overline{P}\overline{P}.......\overline{P}}_{n\ veces} = \overline{P}^{n} = \left(1-\frac{1}{T}\right)^{n} \tag{39}$$

Por lo que la probabilidad de que el evento sea superado al menos una vez en n años sucesivos es:

$$R = 1-\overline{P}^{n} = 1-\left(1-\frac{1}{T}\right)^{n} \tag{40}$$

<u>Relación entre la intensidad duración y frecuencia (periodo de retorno).</u>

En primer lugar se sabe por empirismo y experiencia que cuando una lluvia es intensa su duración es baja, en cambio cuando la lluvia es de baja intensidad su duración es más prolongada. Es decir que ambas variables se relacionan una respecto a la otra de forma inversa. Por otro lado la intensidad de una lluvia es mayor a mayor periodo de retorno, es decir cuando el intervalo escogido es cada vez mayor. Una expresión que representa este empirismo se escribe de la manera siguiente:

$$i = \frac{kT^{m}}{\left(d+c\right)^{n}} \tag{41}$$

i : intensidad de la lluvia
T :periodo de retorno
d : duración
k, m, n , y c son constantes

Normalmente el trabajo de construir una serie de IDF consiste en la recolección de los datos pluviométricos. Si es el caso de todas las estaciones realizar la curva ponderada (polígonos de Thiessen) la curva valida para la cuenca en cuestión, para todos los años de registro. De cada curva ahora se obtienen para cada año la máxima precipitación para diferentes duraciones. Se suelen usar las siguientes duraciones: 5, 10, 30, 45, 60 870, 120 minutos. Así de cada curva anual se extraen esos valores. Una vez hecho esto se evalúa la intensidad de precipitación en (mm/hr) y se organizan los datos de cada serie de duraciones los valores de mayor a menor de la intensidad y a cada valor se les asocia una probabilidad o periodo de retorno. Una vez tenidas estas series se evaluan mediante el método de los mínimos cuadrados las constantes k, m ,n y c de la ecuación (41).

EJERCICIO CURVA IDF

En una estación pluviográfica se han registrado las alturas de precipitación máxima en *mm* para diferentes duraciones mostradas en la Tabla 2

Se escoge como modelo de ajuste el de la ecuación (41). Para facilitar el uso del método de los mínimos cuadrados se toma la ecuación y se le extrae el logaritmo a lado y lado de la ecuación.

$$\ln(i) = \ln(k) + m\ln(T) - n\ln(d+c) \qquad (42)$$

Es una ecuación ahora lineal de tres variables.

$$\begin{aligned} y &= \ln(i) \\ x_1 &= \ln(T) \\ x_2 &= \ln(d+c) \\ a_0 &= \ln(k) \\ a_1 &= m \\ a_2 &= -n \end{aligned} \qquad (43)$$

La ecuación que se debe resolver es una ecuación lineal de la forma,

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 \qquad (44)$$

Se debe minimizar la diferencia entre el valor calculado con la expresión (44) y el valor dado por los registros de los pluviómetros.
Así será:

$$\min\left| f(p) = (y_i - p_i)^2 \right. \qquad (45)$$

Determinar las curvas de intensidad-duración-período de retorno.

Tabla 2.

FECHA			DURACIÓN, minutos					
año	**mes**	**dia**	**5**	**10**	**20**	**45**	**80**	**120**
1954	oct	5	-	-	-	10.5	12.8	14.2
	oct	8	8	9	9.3	-	-	-
1955	jul	8	8	8	-	-	-	-
	nov	2	-	8	14.5	20.5	34	48
1956	may	15	12.5	15.5	20	24.8	25.5	25.6
1957	sep	21	7.5	11	14.3	19	25.7	29
1958			SIN DATOS					
1959	jun	14	5.7	-	9.2	10	15.2	15.6
	ago	13	-	6.8	-	-	-	-
1960	ago	11	9.8	11.7	18	20.6	21.1	22.6
1961	jul	10	7.1	7.1	7.1	7.1	7.1	7.1
1962	sep	10	13.5	18.5	20.7	38.5	30	80
1963	may	17	8	10	11.5	-	-	-
	jun	16	-	-	-	20.3	23.1	30
1964	may	31	10	17.5	17.7	18.7	18.7	19.8

Utilizar el Excel adjunto para seguir con el ejercicio.

9. Escorrentia.

Una vez valorada la precipitación en la zona de estudio es necesario separar la cantidad en escorrentía superficial e infiltración. Este proceso es tan simple como complejo. Debido a ello uno de los métodos más utilizados tanto por su sencillez como por que se ha calibrado con un número elevado de cuencas Norteamericanas es el de la SCS "Soil Conservation Service". Esto último permite tener bastante confianza en los resultados, aunque siempre cabe esperar incertidumbre pues los datos de campo e hidrológicos son por lo general inciertos.

Los principales elementos que hay que tener para transformar la precipitación en escorrentía son:

- Area de la cuenca
- Altura de precipitación total
- Características generales de la cuenca
- Distribución temporal de la lluvia
- Distribución espacial de la lluvia

Sólo una parte de la lluvia produce una escorrentía superficial que sale en forma de flujo en el punto P de salida de la cuenca escogida. En la Figura 22se observa esta situación.

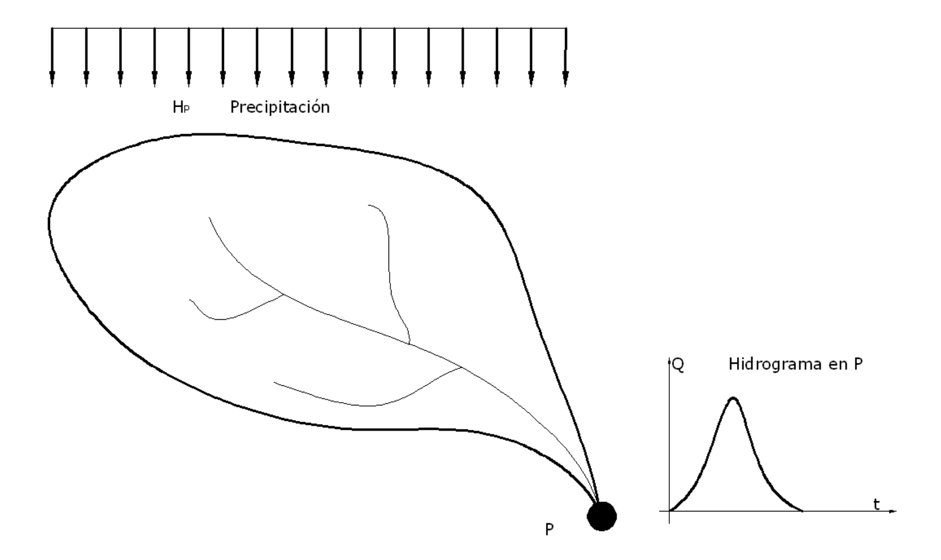


Figura 22. *Una precitación en una cuenca produce lo que conocemos una escorrentía superficial y que identificamos mediante un caudal registrado a la salida de la cuenca. Punto P de control.*

Cuando comienza la lluvia, en primer lugar se empapa el terreno, el agua queda embebida en el terreno y se comienza el proceso de infiltración. Cuando la lluvia comienza a empapar la superficie y empieza a haber dificultad para infiltrar, se ha perdido capacidad de recibir agua en el terreno, y el terreno esta encharcado, comienza el escurrimiento en forma de pequeños cauces por la superficie, en ese momento ha caído una lluvia P_0. De todas formas la infiltración continua, a medida que se infiltra se pierde más y más capacidad de infiltrarse el agua. En un diagrama de masas acumulado de la precipitación caída en una cuenca y de la acumulada de la lluvia que escurre se observa la grafica de la figura.

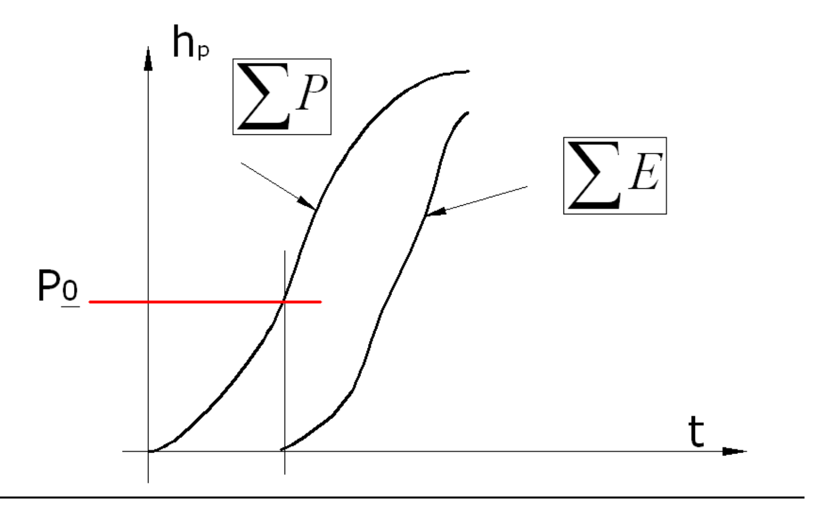


Figura 23. *Precipitación inicial y precipitación en exceso. P: Precipitación acumulada, E escurrimiento acumulado.*

Uno de los objetivos del balance hídrico es la de determinar la función dada por $\sum E$.

Por que esta se puede comparar con el hidrograma en exceso que es el hidrograma registrado menos el caudal base, tal como se vio en los primeros apartados. El coeficiente de escorrentía se define entonces de la siguiente manera:

$$\overline{C} = \frac{\sum E}{\sum P} = \frac{\int E(t)dt}{\int I(t)Adt}\mathfrak{A} \qquad (46)$$

Este coeficiente se valora entre 0 y 1, 0 si no hay escorrentía directa y 1 si todo escurre en forma directa. P_0 es un parámetro de infiltración inicial y depende del tipo de terreno.

Coeficiente de escorrentía

Se denomina coeficiente de escorrentía C, a la relación promedio entre el volumen de agua que escurre superficialmente V_e, en una cuenca a lo largo de periodo de tiempo, dividido por el volumen total precipitado V_p.

$$C = \frac{V_e}{V_p} \tag{47}$$

Esta definición es general y se usa para saber la producción media anual de una cuenca. A nivel de episodio también se pueden definir estas cantidades. Si se limita al área de la cuenca A, el volumen precipitado por unidad de tiempo es exactamente el producto de la intensidad de lluvia i por el área de la cuenca. El volumen escurrido medio en la cuenca por unidad de tiempo es el caudal medio medido en la cuenca. Así:

$$C == \frac{V_e/t}{V_p/t} = \frac{Q}{iA} \tag{48}$$

t: es la duración del evento.

El método de la SCS

El método de la SCS se basa en la conservación de la masa y en la capacidad potencial de infiltración del terreno. En la Figura 3 se puede observar un hietograma de lluvia evaluada mediante por ejemplo los polígonos de Thiessen u otro método similar y en el cual se ha incluido la división de la precipitación según la ecuación de conservación de la masa. Estas cantidades de agua en *mm* están distribuidas en el tiempo pero en definitiva es lo que caerá en el terreno. La lluvia entonces se puede dividir en dos grandes términos la lluvia infiltrada y la lluvia que se transformará en escorrentía directa y la que es responsable de la formación del hidrograma a la salida de la cuenca. La curva de potencial de infiltración depende de las condiciones iniciales del terreno y tipo de terreno. Obviamente es una función que varia con el tiempo pues a medida que se va humedeciendo el terreno este pierde su capacidad de absorción. En un terreno completamente encharcado su capacidad de infiltración es mucho más baja.

La ecuación de conservación de la masa se escribe de la forma siguiente:

$$P = P_e + I_a + F_a \tag{49}$$

En donde P es la precipitación total que cae en la unidad hidrológica, P_e es la precipitación que se convierte en escorrentía directa, I_a es la abstracción de lluvia inicial y F_a es la cantidad de lluvia infiltrada. La problemática es saber cuanta lluvia es necesaria para producir el primer escurrimiento y cuanta se infiltra. Este proceso lo resuelve el SCS de la siguiente forma propone un estado de proporcionalidad así:

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \tag{50}$$

En la que se establece que la infiltración es proporcional a la capacidad potencial del suelo como el exceso es a la cantidad de agua capaz de producir escorrentía. Esto último se consigue quitando la abstracción inicial del suelo.

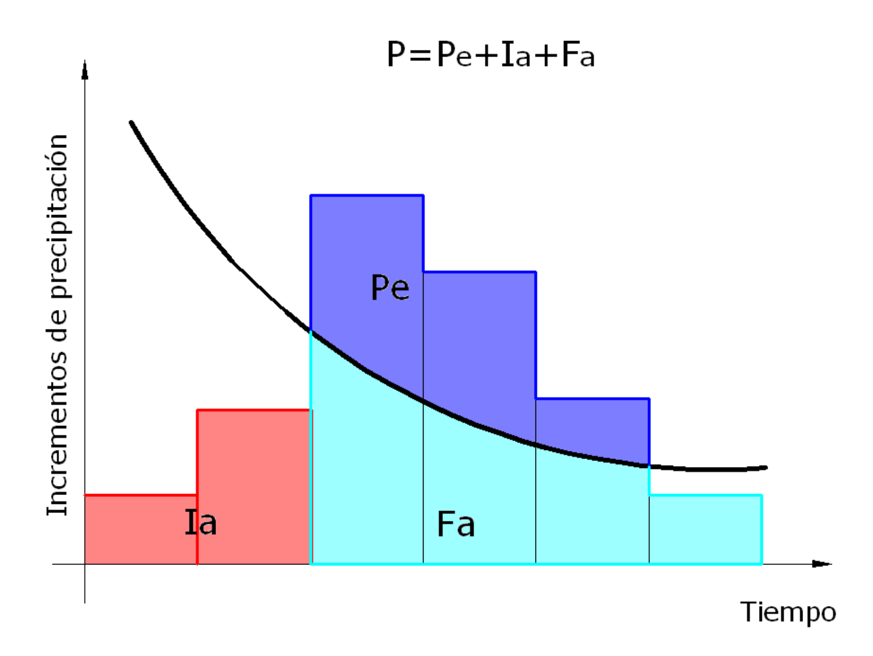


Figura 24 *Variables usadas en el método de la SCS. P. Precipitación, P_e Precipitación en exceso, I_a abstracción inicial, F_a Infiltración.*

Combinando las dos ecuaciones anteriores se puede eliminar la infiltración F_a, quedando la siguiente relación:

$$P_e = \frac{\left(P - I_a\right)^2}{P - I_a + S} \tag{51}$$

Los datos de campo han dado como resultado que en promedio la infiltración inicila es del orden de un 20% de la capacidad potencial de infiltración. Es decir:

$$I_a = 0.2S \tag{52}$$

De esta manera la ecuación (51) no depende de I_a pero si de S. La solución es encontrar el valor experimental de S que se da en mm de agua. Dado que controlar este número es engorroso la SCS decidió convertirlo en un porcentaje sobre la máxima y la mínima capacidad de infiltración. De esta forma se generó una ecuación transformada de S en una nueva variable que se denomino Curva Número CN que es con la que se trabaja. Así CN=100% indica que todo lo que llueve escurre y así bajando porcentajes hasta llegar a CN=0, lo que indica que lo que llueve se infiltra totalmente.

Esto se puede evaluar con la gráfica de la Figura 25.

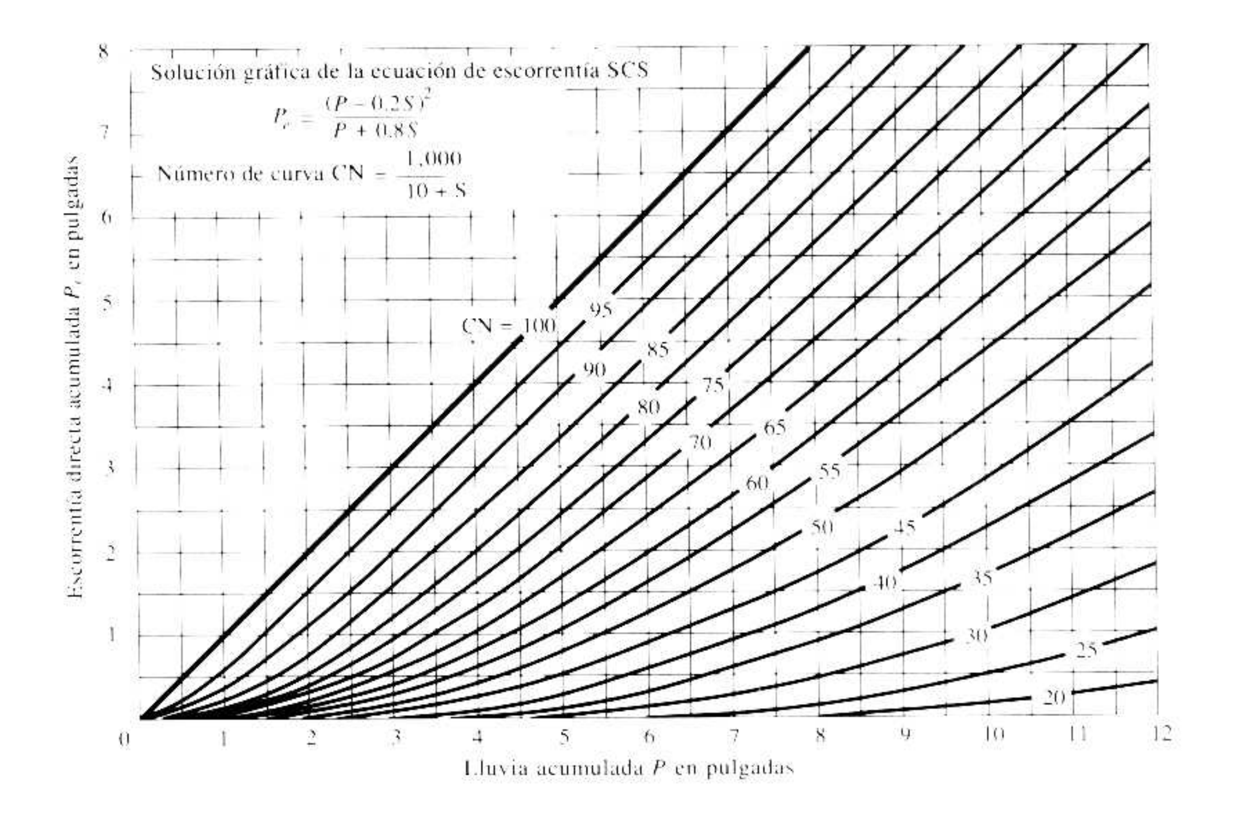


Figura 25. *Relación lluvia escorrentía según la curva número.*

La CN se puede relacionar con S de la manera siguiente:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad \text{S esta dado en pulgadas. 1"=2.54cm} \tag{53}$$

1.1 *Condiciones de humedad antecedente.*

Las condiciones de humedad antecedentes son muy importantes pues en un suelo húmedo se infiltra menos lluvia y en un suelo seco la absorción es mayor. Así que todos los datos se dan en condiciones normales y se tendrán que ajustar para condiciones húmedas o secas según sea el caso.

Así:

$$CN(I) = \frac{4.2CN(II)}{10 - 0.058CN(II)}$$
$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)} \tag{54}$$

Donde

CN(I) está dado para condiciones de terreno seca

CN(II) está dado para condiciones de terreno normal

CN(III) está dado para condiciones de terreno húmedas

Tabla 1. Clasificación de las clases antecedentes de humedad. AMC para el método de la Soil Conservation Service. SCS.

upo AMC	**uvia antecedente total de 5 días (mm)**	
	tación Inactiva	**tación Activa**
	< 12.7	<35.6
	12.7-28	35.6-53-3
	> 28	>53.3

El proceso anterior determina la lluvia que será capaz de escurrir en forma de flujo en los cauces y ríos.

10. Método del hidrograma unitario.

Uno de los métodos más utilizados para procesar los datos de lluvia directa y convertirlos en un caudal de salida en la unidad hidrológica es el Método del hidrograma unitario. Este método se ha transformado algo con el tiempo pero sigue siendo en el fondo el mismo sistema.

La idea básica es que la lluvia se toma como una capa que cae uniformemente en la unidad hidrológica y esto lo puede hacer durante un periodo de tiempo. Durante este tiempo toda el agua que cae sobre la cuenca escurre, puesto que la infiltración ya se ha restado de la precipitación total. Así que incluso aunque lloviese durante un infinitesimal de tiempo se produciría una escorrentía en la cuenca en forma de hidrograma. Esta es básicamente la idea del hidrograma unitario. Es decir es encontrar la respuesta de la cuenca a un impulso unitario. Esta repuesta se da en forma de hidrograma de escorrentía. Normalmente se utiliza como unidad 1 mm de lluvia. El espacio temporal varía según los datos pero ha de tenerse en cuenta. Es decir que en

definitiva el hidrograma unitario se define como la respuesta de la cuenca a un pulso de magnitud unitaria que se produce durante un determinado lapso de tiempo.

Las hipótesis básicas del método son:

1) Las alturas de los hidrogramas son proporcionales a las alturas de lluvia. Principio de proporcionalidad. Los hidrogramas son nomotéticos.
2) Se cumple el principio de superposición de causa efecto. Así dos pulsos ocurridos en diferentes momentos producen hidrogramas que suman sus ordenadas en los instantes correspondientes.
3) El tiempo base del hidrograma unitario se mantiene constante.

Así la figura 6 muestra como se puede evaluar el hidrograma resultante debido a los pulsos de lluvia de magnitudes diferentes en un hietograma.

11. Propagación de avenidas en embalses y cauces.

En este capítulo se estudia la propagación de avenidas a lo largo de un embalse y a lo largo de un cauce. Ambos casos son muy importantes de cara al estudio de eventos extremos. Una avenida es una onda que tiene un máximo, en general el caudal máximo es el que interesa. Una onda al propagarse en un medio natural se disipa por dos razones fundamentalmente: la fricción y el almacenamiento. Ambos fenómenos dan lugar a un retraso de la punta y una disminución del caudal punta. Esto se denomina en el ámbito hidráulico como la laminación de las avenidas.

<u>a) Propagación en un embalse.</u>

Cuando una avenida entra en un embalse, este responde este responde de acuerdo con sus dimensiones y estructuras de salida, dando una respuesta en forma de la onda de salida. El embalse actúa como un filtro que transforma la señal de entrada en una salida que por lo general tiende a ser más suave.

Los embalses son estructuras que permiten almacenar agua y poder satisfacer una demanda dada, también sirven para el control de las avenidas, o regulación del río. De

esta manera se protegen las infraestructuras y se gestiona el agua del territorio, un bien cada vez más preciado.

Realizar un cálculo de propagación de avenidas ayuda a determinar:

1) Caudales de excedencia
2) Niveles máximos del embalse
3) Dimensión de las obras de excedencia.
4) Determinación del nivel de las aguas máximas extraordinarias.

EL METODO DE PULS

Es un método aproximado para evaluar la propagación de avenidas en embalses. Utiliza la ecuación de continuidad tomando como volumen de control el cuerpo de agua del embalse, considerando las entradas y salidas (estructuras) y la forma del terreno del embalse.

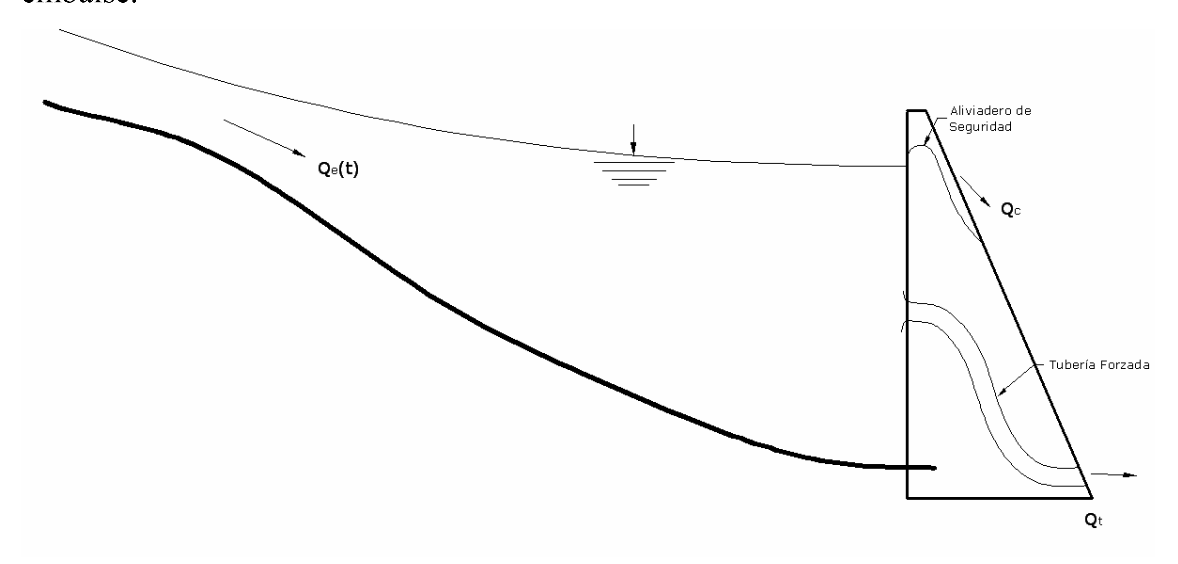


Figura 26. *Presa y embalse con los caudales de entrada y salida considerados.*

Supongamos un embalse que tiene como entrada las aguas del río y como salidas una estructura de control de avenidas (vertedor y/o compuerta) y una tubería de carga que alimenta a las turbinas de una central hidroeléctrica. El embalse se muestra en la Figura 26.

Para realizar los cálculos con mayor precisión se utilizan las curvas de nivel, área volumen que son extraídas de la batimetría del embalse. En la figura se observa en planta la batometría del embalse.

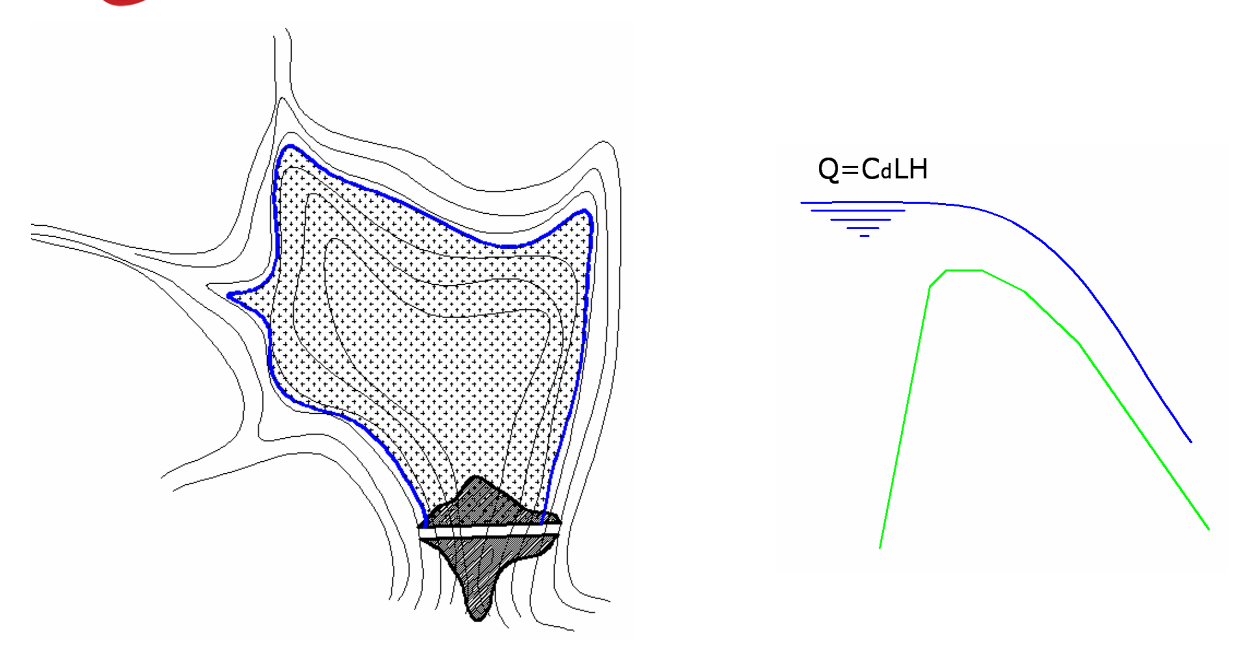


Figura 27. *Batimetría del embalse y vertido por aliviadero de seguridad con su ecuación de descarga.*

De la batimetría se extraen las curvas de altura volumen que son necesarias para la evaluación de los volúmenes almacenados y la altura correspondiente durante la avenida. Como puede deducirse es un dato que se obtiene a priori de realizar los cálculos y por tanto es un dato independiente del tiempo, la figura muestra este resultado.

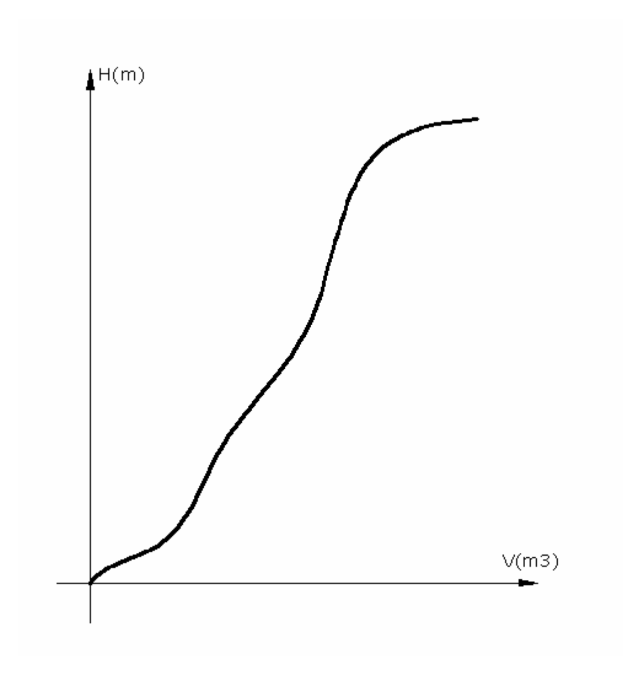


Figura 28. *Curva Nivel volumen del embalse*

Ecuación de continuidad

La definición sencilla de la ecuación de continuidad que dice: "El volumen de agua que entra en un volumen de control menos el volumen de agua que sale del mismo es igual al volumen que se almacena, durante un periodo de tiempo". Así:

$$V_e - V_s = V_a \tag{55}$$

V_e : Volumen que entra
V_s : Volumen que sale
V_a : Volumen almacenado

Para aplicar la ecuación de continuidad utilizamos el resultado del hidrograma de entrada al embalse junto con el hidrograma de salida del mismo, tal y como se muestra en la figura. Obsérvese que se ha escogido un intervalo temporal bien definido para controlar el volumen que entra y sale del embalse.

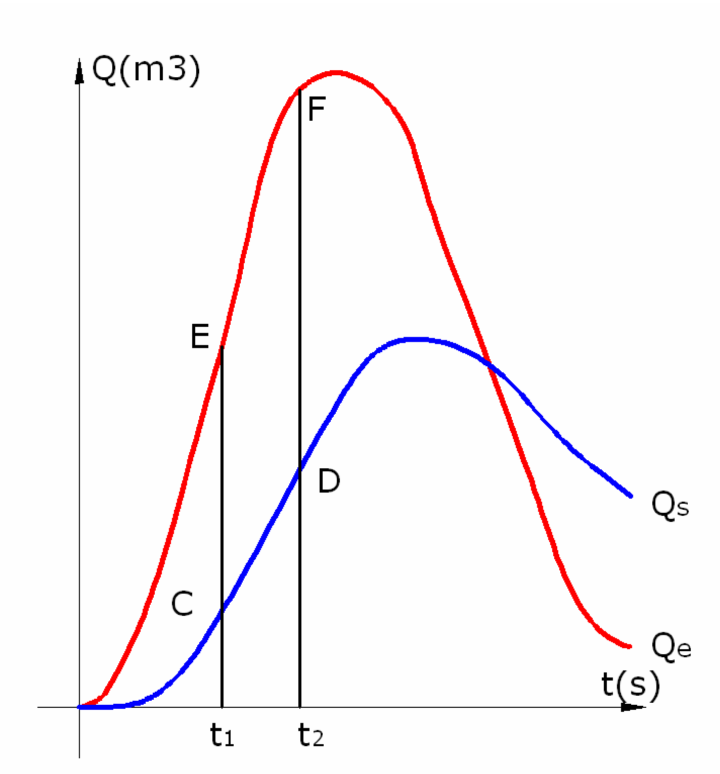


Figura 29. *Hidrograma de entrada y salida del embalse. Fíjese en la diferencia de forma de los dos hidrogramas.*

El volumen de entrada se puede expresar como:

$$V_e = \int_{t_1}^{t_2} Q_e dt \tag{56}$$

El volumen de salida se expresa por la relación:

$$V_s = \int_{t_1}^{t_2} Q_s dt \tag{57}$$

El volumen que entra entre los instantes t1 y t2 corresponde al área $\overline{12EF}$ que se puede evaluar en promedio como:

$$V_e = \int_{t_1}^{t_2} Q_e dt = \overline{Q_e}\Delta t = \frac{\Delta t}{2}\left(Q_e^1 + Q_e^2\right) \tag{58}$$

Por otro lado el volumen de agua que sale del embalse se puede evaluar de acuerdo con la figura como:

$$V_s = \int_{t_1}^{t_2} Q_s dt = \overline{Q_s}\Delta t = \frac{\Delta t}{2}\left(Q_s^1 + Q_s^2\right) \tag{59}$$

Así el volumen almacenado en el intervalo de tiempo t1 y t2 será:

$$V_a = V_e - V_s = \frac{\Delta t}{2}\left(Q_e^1 + Q_e^2 - Q_s^1 - Q_s^2\right) \tag{60}$$

Por otro lado el volumen almacenado se puede expresar como el volumen que hay en el instante t2 menos el volumen del embalse en el instante t1. Por lo que la expresión completa queda de la forma:

$$\begin{aligned} V^2 - V^1 &= \frac{\Delta t}{2}\left(Q_e^1 + Q_e^2 - Q_s^1 - Q_s^2\right) \\ Q_e^1 + Q_e^2 - Q_s^1 - Q_s^2 &= \frac{2}{\Delta t}V^2 - \frac{2}{\Delta t}V^1 \end{aligned} \tag{61}$$

En la ecuación anterior se observa que existen dos incógnitas que son: V^2 y Q_s^2. El volumen del embalse en el instante final y el caudal de salida del embalse. La ecuación la podemos transformar en la siguiente forma:

$$Q_e^1 + Q_e^2 + \underbrace{\frac{2}{\Delta t}V^1 - Q_s^1}_{t_1} = \underbrace{\frac{2}{\Delta t}V^2 + Q_s^2}_{t_2} \tag{62}$$

En donde se definen dos variables o expresiones nuevas que pueden ser evaluadas en cada uno de los instantes.

El caudal de salida es una función única de la altura y depende muchas veces de más de una estructura:

$$Q_s = \sum Q(H) = Q_c + Q_v + Q_t = f(H)$$

Q_c : Caudal por compuerta$=C_d aLH_c^{3/2}$: $H_c = H - h_c$

H_c : Carga sobre la compuerta

h_v : Altura del fondo de la compuerta respecto un nivel de referencia (63)

Q_v : Caudal por vertedor: $CdLH_v^{3/2}$: $H_v = H - h_v$

H_v : Carga sobre el vertedor

h_v : Altura de coronación respecto un nivel de referencia

Q_t : Caudal turbinado, usualmente constante.

La otra de las variables corresponde al volumen, V^2. El volumen también esta dado en función de la altura del embalse. Así que es una función conocida de la forma: $V = \varphi(H)$. Así que la ecuación general se puede reescribir de la siguiente forma:

$$\underbrace{Q_e^1 + Q_e^2 + \frac{2}{\Delta t}V^1 - Q_s^1}_{t_1} = f(H)^2 + \varphi(H)^2 = g(H)^2 \qquad (64)$$

En la ecuación el superíndice ^{2} representa el estado de las variable en el tiempo t2 y no una función matemática.

Dado que $g(H)$ es una función de la elevación de agua en el embalse, esta se puede evaluar antes de realizar ningún procedimiento.

Ejemplo de propagación con el método de Puls.

b) Propagación en cauces

La propagación en cauces de cara a eventos de grandes avenidas y de gestión de la inundabilidad es de cierta importancia. De esta forma se pueden prever riesgo de inundación a lo largo del mismo y las obras que han de proponerse para evitar la inundación y prevenir muertes y destrucción de los bienes públicos y privados.

Una avenida se suele entender como la variación del caudal de agua o flujo de agua que circula por el cauce a lo largo del tiempo. La propagación de una avenida consiste en determinar como las variaciones de caudal a lo largo del tiempo observadas en una estación se modifican a lo largo de su recorrido por el cauce. Es decir dado un hidrograma de una sección determinada evaluar la evolución del mismo en una sección situada aguas abajo. En la propagación de una onda de avenida suelen afectar dos factores principales: la geometría y la rugosidad del cauce.

El agua como medio físico es capaz de transmitir una señal o cambio de un lugar a otro. Y la propagación de esta señal o cambio depende de la forma de la sección por la que se

propaga. Un canal con secciones diferentes a lo largo del mismo, un cauce con geometría variable a lo largo de su eje produce un efecto especial, ya que cada sección del mismo transmite la señal con velocidades diferentes, esto produce un fenómeno dispersivo. La señal de entrada se ve modificada de la forma que se muestra en la figura. La base del hidrograma se extiende cada vez más en el tiempo.

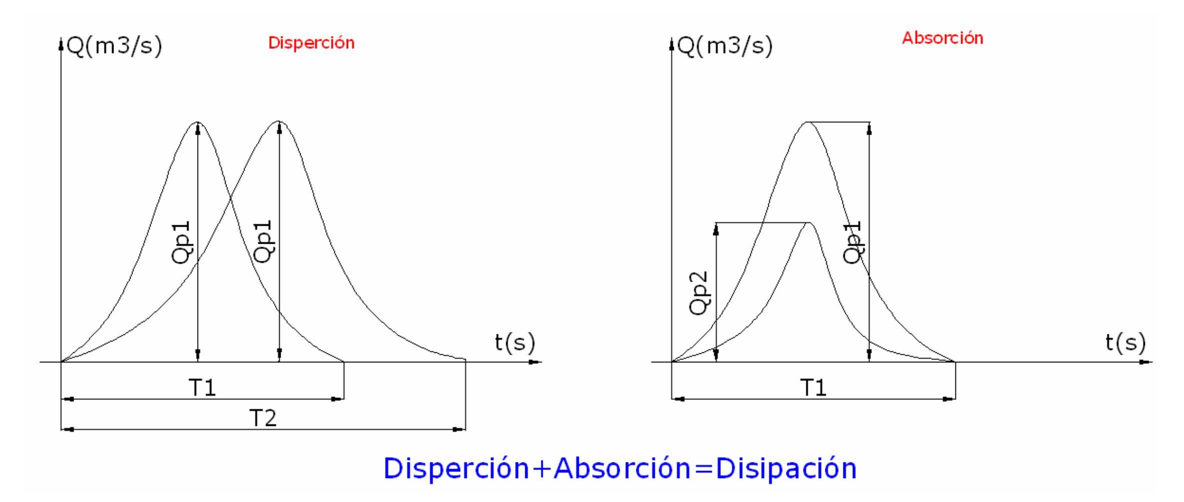


Figura 30. *Transformación de una onda de avenida por el fenómeno de disipación.*

Por otro lado el agua fluyendo en un cauce esta asociada a procesos irreversibles cuantificados como pérdidas de energía. A este tipo de medios se les denomina absorbentes. En este tipo de medios la energía se va consumiendo a medida que el proceso va avanzando. Esto en una onda de avenida influye en el pico del caudal. El caudal punta va disminuyendo con el paso del tiempo.

La combinación de un medio dispersivo y uno absorbente se corresponde o asemeja a la realidad es decir a un medio disipativo. En hidráulica este proceso se denomina laminación de una onda de avenida.

METODO DE MUSKINGUM

Propuesto por el ing. Militar McArthy en el año 1938 para estudiar la evolución de ondas de avenida en el río Muskingum. Nunca fue publicado el trabajo pues se considero de uso militar.

El método de Muskingum se basa en 2 hipótesis

a) Conservación de la masa
b) Almacenamiento en el tramo de cauce considerado.

A) Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad se plantea igual que en el método de Puls visto anteriormente. Sin embargo para poder trabajar mejor el método se cambiará la nomenclatura.

Así la ecuación de continuidad en el tramo se expresa como:

$$\begin{aligned} & V_e - V_s = \Delta V_a \\ & V_e: \text{ Volumen que entra} \\ & V_s: \text{ Volumen que sale} \\ & \Delta V_a: \text{ Volumen almacenado} \end{aligned} \tag{65}$$

En la figura se muestra los hidrogramas que se dan en la sección *j* y *j+1* de un tramo de cauce. Se evalúa el volumen de agua entre el instante *i* e *i+1* del proceso. De esta forma el caudal que entra en el tramo entre estos dos instantes es:

$$V_e = \int_{t_1}^{t_2} Q_e dt = \overline{Q_e}\Delta t = \left(Q_j^i + Q_j^{i+1}\right)\frac{\Delta t}{2} \tag{66}$$

En donde V_e es el volumen que pasa por la sección *j y* Q_j es el caudal que circula por la sección *j*. El superíndice indica el instante de tiempo en que ocurre el evento, *i* o en el *i+1*. El volumen que sale por la sección *j+1* se evalúa como:

$$V_s = \int_{t_1}^{t_2} Q_s dt = \overline{Q_s}\Delta t = \left(Q_{j+1}^i + Q_{j+1}^{i+1}\right)\frac{\Delta t}{2} \tag{67}$$

Así el incremento de volumen que entro entre los instantes *i* e *i+1* es:

$$\Delta V_a = V_e - V_s = \frac{\Delta t}{2}\left(Q_j^i + Q_j^{i+1} - Q_{j+1}^i - Q_{j+1}^{i+1}\right) \tag{68}$$

B) Almacenamiento en el tramo

En un tramo de cauce que se transporta un caudal permanente, digamos Q_1, se ve representado por una línea de agua casi paralela al canal con una profundidad media y_1. En tanto que un caudal mayor Q_2 ocupara un volumen mayor en el cauce, tal y como se muestra en la figura. En el grafico de la misma figura, en la cual se compra el volumen almacenado en el tramo con el caudal que transporta el tramo. Se observa que la aproximación evidente, la lineal, da como resultado de unir los dos puntos que representan los dos estados del cauce en esa gráfica. La cosa es que se puede expresar de forma general que el volumen almacenado es proporcional al caudal de paso. Es decir:

$$\begin{aligned} & V_c = KQ \\ & K: \text{Constante de proporcionalidad de almacenamiento en el tramo cauce.} \end{aligned} \tag{69}$$

Esta ecuación es valida para un régimen permanente, por lo que para un régimen no permanente la relación es otra. Para ello piénsese que si en el instante *i* el caudal que entra y sale del cauce es el permanente y vale $Q_1 = Q_j^i = Q_{j+1}^i$. Ahora bien en ese mismo instante el caudal de entrada aumenta pasando de Q_1 en el instante inicial hasta un valor de $Q_2 = Q_j^{i+1}$ en el instante *i+1*. El instante *i+1* no es cualquiera, corresponde exactamente a aquel instante en que la onda de agua que entra en el tramo analizado llega justo a la sección de salida. En niveles de agua se representa más o menos con la línea intermedia que se puede observar en la figura, uniendo el calado de entrada en el instante *(i+1)* con el calado de salida en el instante *(i+1)* que por las razones explicadas es justo el mismo valor que tenía en el instante *(i)*. El volumen que ocupa esta cantidad de agua no es la correspondiente al caudal Q_1, ni tampoco el correspondiente a Q_2, más bien tendrá un valor intermedio entre estos dos. De manera que del grafico de la figura se puede escribir que:

$$\frac{Q_d - Q_j^i}{x} = \frac{Q_{j+1}^i - Q_d}{y} \tag{70}$$

Si la distancia en porcentaje entre 1 y 2 en la gráfica es 1, entonces $x + y = 1$. Por tanto de la ecuación (70) se obtiene:

$$Q_d = (1 - x) Q_j^i + x Q_{j+1}^i \tag{71}$$

De acuerdo con la figura se puede escribir que el volumen almacenado en cualquier instante de tiempo es de la forma:

$$V^i = K\left[(1 - x) Q_j^i + x Q_{j+1}^i\right] \tag{72}$$

Esta relación en definitiva dice que el volumen almacenado en el tramo de cauce depende de un porcentaje del caudal de entrada en el cauce y de un porcentaje del caudal de salida. En caso de que $x = 1/2$, los porcentajes son los mismos, es decir 50% y 50% para ambas partes. En los extremos, sí $x = 0$, el volumen sólo depende del caudal de entrada. Es decir es como si el tramo fuese un embalse, todo lo que entra en el tramo se traduce en volumen almacenado. En el otro extremo, $x = 1$ el volumen almacenado sólo depende del caudal de salida, lo cual no tiene lógica. Pues al aumentar el caudal de salida del tramo el volumen almacenado es cada vez mayor. Así se da que el rango de los valores de x debe estar dentro de $0 < x < 1/2$. Es decir el almacenamiento debe estar

más condicionado por el caudal que entra que no por el que sale. De acuerdo con lo expuesto.

Ahora bien se pueden combinar las expresiones (68) y (72). De la forma siguiente, se expresa el incremento de volumen como la diferencia entre los dos instantes inicial y final del estado del embalse mediante la ecuación (72) y se iguala a su expresión en (68) . De esta manera la situación queda:

$$\Delta V_a = V^{i+1} - V^i = K\left[(1-x)Q_j^{i+1} + xQ_{j+1}^{i+1}\right] - K\left[(1-x)Q_j^i + xQ_{j+1}^i\right] \qquad (73)$$

Igualando a la (68):

$$K\left[(1-x)Q_j^{i+1} + xQ_{j+1}^{i+1} - (1-x)Q_j^i - xQ_{j+1}^i\right] = \frac{\Delta t}{2}\left(Q_j^i + Q_j^{i+1} - Q_{j+1}^i - Q_{j+1}^{i+1}\right) \qquad (74)$$

Organizando la expresión y despejando para el caudal futuro de la sección aguas abajo, se obtiene:

$$Q_{j+1}^{i+1} = \frac{\left[K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}\right]}{Kx + \frac{\Delta t}{2}} Q_j^i + \frac{\left[-K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}\right]}{Kx + \frac{\Delta t}{2}} Q_j^{i+1} + \frac{\left[K(1-x) - \frac{\Delta t}{2}\right]}{Kx + \frac{\Delta t}{2}} Q_{j+1}^i \qquad (75)$$

Los coeficientes de Muskingum se definen como:

$$C_1 = \frac{\left[K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}\right]}{Kx + \frac{\Delta t}{2}}$$
$$C_2 = \frac{\left[-K(1-x) + \frac{\Delta t}{2}\right]}{Kx + \frac{\Delta t}{2}} \qquad (76)$$
$$C_3 = \frac{\left[K(1-x) - \frac{\Delta t}{2}\right]}{Kx + \frac{\Delta t}{2}}$$

Quedando definitivamente:

$$Q_{j+1}^{i+1} = C_1 Q_j^i + C_2 Q_j^{i+1} + C_3 Q_{j+1}^i \qquad (77)$$

Ya que los factores C de Muskingum son pesos relativos su suma debe ser siempre la unidad. De manera que $C_1 + C_2 + C_3 = 1$

Las condiciones de estabilidad exigen que:

$$x < \frac{1}{2}; \qquad \Delta t < K; \quad \Rightarrow \quad 2Kx < \Delta t < K \tag{78}$$

En este caso si $x = 1/2$, el valor de Δt es muy rígido y sólo puede ser K. Esto ocurre en régimen rápido. Por eso cuando un cauce esta en régimen rápido el valor de $x = 1/2$ en cambio cuando es lento $0.15 < x < 0.4$ y almacenamiento puro $x = 0$

12. Introducción al modelo hidrológico hms.

12.1 Introducción

El modelo hidrológico HMS ha sido desarrollado por la USACE (United States Army Corps of Engineers) como continuación del modelo Hidrológico HEC-2. La versión más actual de HMS es la HMS 3.0.0 en la que se ha mejorado mucho la parte de organización de ventanas y entorno gráfico.

El programa HMS permite multitud de metodologías de estimación tanto de Lluvia-escorrentía (Inicial and constant, SCS curve Number) como de propagación de hidrograma (Muskingum, Pulse Method). Es un modelo hidrológico contrastado, de gran validez para estimación de avenidas y aceptado por todas las Administraciones.

12.2 Estructura de ficheros

El proyecto HMS genera un archivo principal, gestor del resto de archivos, denominado "*.hms". Cada uno de los ficheros generados está asociado a una de las partes que constituyen la estructura del proyecto.

Una de las grandes ventajas de HMS reside en los protocolos de almacenamiento de información. Todo el proyecto HMS se mueve alrededor de la explotación de los recursos ofrecidos por los ficheros hidrológicos DSS. Los archivos denominados DSS han sido ideados y desarrollados por la USACE como un estándar de intercambio de información temporal, tanto de series de datos de lluvia como de caudales como de propiedades hidrológicas de las cuencas. Así, los archivos DSS contienen no sólo información sobre lluvia (input para el modelo HMS) sino también de los hidrogramas resultantes (output).

El modelo HMS puede importar archivos externos de formato DSS en los que aparece información temporal tanto de lluvias como de caudales aforados, de modo que la obtención de datos reales para la calibración del modelo hidrológico resulta más fácil y compacta.

Estos ficheros hidrológicos .DSS pueden ser importados directamente por el modelo Hec-Ras de manera que los hidrogramas de avenida pueden ser incorporados en el cálculo en modo no permanente de Hec-Ras.

12.3 Estructura y elementos del proyecto hms.

El proyecto HMS se fundamenta en la interacción de 4 elementos, o partes, que deben ser creadas por separado, pero finalmente interactúan para dar como resultado los hidrogramas de avenida. Las 4 partes son:

BASIN MODEL.

En este apartado se deben introducir y editar el esquema de la red de drenaje, las conexiones existentes entre las distintas subcuencas , así como las propiedades de cuenca. En este modelo de cuenca deben aparecer también los métodos de cálculo escogidos y los parámetros hidráulicos asociados a ellos.

METEOROLOGICAL MODEL.

Es este apartado se deben seleccionar los distintos modelos meteorológicos necesarios para estimar e interpolar la precipitación que cae sobre cada una de las subcuencas a partir de los datos de las estaciones pluviométricas. Se puede escoger entre lluvias de diseño estándar (SCS storms), modelos de lluvia espacialmente distribuida (Gridded precipitation) o hietogramas introducidos por el usuario (Specified Hyetograph). Asimismo, se puede estimar las propiedades de evapo-transpiración o de deshielo de las subcuencas.

CONTROL ESPECIFICATIONS.

De cara al cálculo de los hidrogramas, en este apartado debe ser introducido aspectos temporales como la fecha y hora de inicio y final de la simulación, así como el paso de tiempo (Time Interval) de cálculo.

TIME SERIES DATA.

En este apartado se crea y se especifican las series temporales de lluvia correspondientes a las distintas estaciones pluviométricas existentes en la cuenca. Una vez creada una estación pluviométrica (Gage) se pueden introducir los datos de precipitación manualmente, o bien importar los datos externos de la estación en formato HEC-DSS.

En el menú de SIMULATION RUNS se debe generar el caso de simulación específico (Run), en el que intervienen los distintos elementos comentados anteriormente. Para dicha simulación se procede al cálculo de los hidrogramas y a la visualización de

resultados. Para cada subcuenca, unión y tramo pueden visualizarse tanto gráficos como tablas de los hidrogramas en dichos puntos. Finalmente, se puede representar y exportar el hidrograma en el punto de salida de la red de drenaje (OutFlow). Dichas series temporales de resultados quedan almacenados en el archivo .DSS.

12.4 Ejemplo práctico: calculo de hidrograma de avenida en una pequeña cuenca.

El primer paso es la creación del proyecto a través del menú principal, File-> New-> Create a New project. El nombre del proyecto será "CuencaUPC". En Unidades de SI. Por defecto, HMS utiliza las comas como separador de decimales.

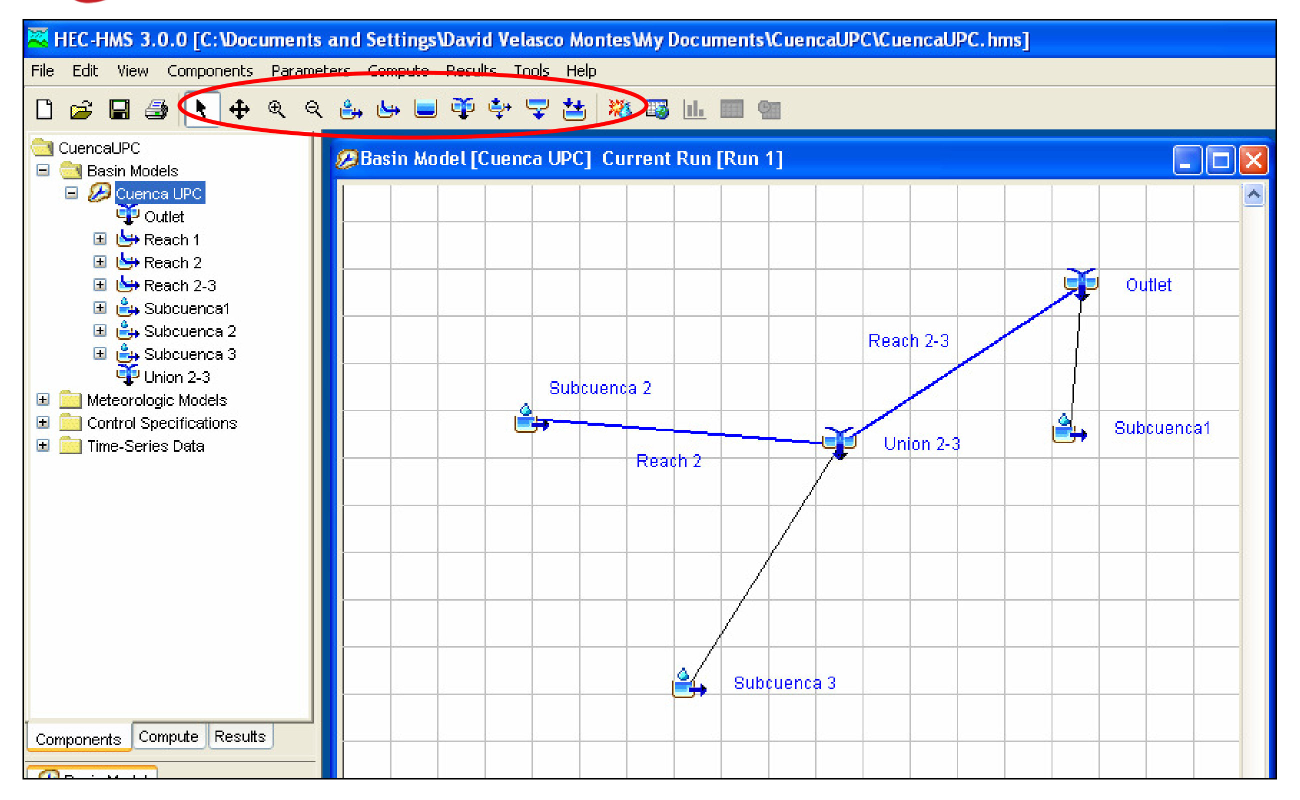
BASIN MODEL

Una vez introducido el nombre del proyecto se debe generar el modelo de Cuenca a través del menú Components -> Basin Model Manager->New. El nombre de la cuenca será "CuencaUPC".

En la ventana de la derecha se debe editar la red de drenaje. Para ello se cuenta con una serie de botones de creación y edición de los elementos hidrológicos. Estos elementos se dividen en:

Subbasin (Sucuencas)
Reach (Tramo)
Junction (Unión)
Reservoir (Embalse)
Diversión (Separación)
Source (Fuente de caudal)
Sink (Sumidero)

Con todos ellos generamos el esquema de cuenca deseado, con el número de subcuencas, uniones y tramos en función de las dimensiones y propiedades de la cuenca.



Para nuestro caso se generan 3 subcuencas (1 a 3), de modo que la subcuenca 2 tiene un tramo (Reach 2) de propagación del hidrograma (se supone extremadamente larga) y se une a la subcuenca 3 en la Unión 2-3 (Junction). A partir de aquí el hidrograma se propaga por el tramo 2-3 (Reach 2-3), y casi al final del mismo, antes del punto de salida (Outlet), se incorpora la subcuenca 1. Para cada elemento, en la ventana inferior izquierda, se debe especificar qué elemento se sitúa aguas abajo, de cara a establecer el esquema de continuidad de la cuenca. Habitualmente se conecta una subcuenca directamente a una unión, sin tramo, mediante la opción del boton de la derecha del ratón Connect Downstream.

A cada una de las subcuencas se les debe asignar el Área (Km2), el método de infiltración (en nuestro caso se utilizará la Curva Número del SCS), el método de generación y transformación de lluvia-hidrograma (en nuestro caso se utiliza el Hidrograma Unitario del SCS), y no se estima Flujo de Base (Baseflow, infiltrado subterráneamente) para el cálculo.

Subbasin | Loss | Transform | Options

Basin Name: Cuenca UPC
Element Name: Subcuenca1

Description:	
Downstream:	Reach 1
Area (KM2)	0,691200
Loss Method:	SCS Curve Number
Transform Method:	SCS Unit Hydrograph
Baseflow Method:	--None--

Para el método de infiltración se utiliza el modelo de la curva número (CN). En función de la geología del terreno de la subcuenca, así como su uso, se estima el grado de permeabilidad como CN (CN mayor cuento más impermeable). A partir del valor de CN y la precipitación Pd' (mm) se estima el umbral de precipitación neta que genera la escorrentía superficial.

El método de transformación temporal de lluvia en hidrograma seleccionado es el Hidrograma Unitario del SCS, con un Tlag (h) requerido, que puede estimarse como :

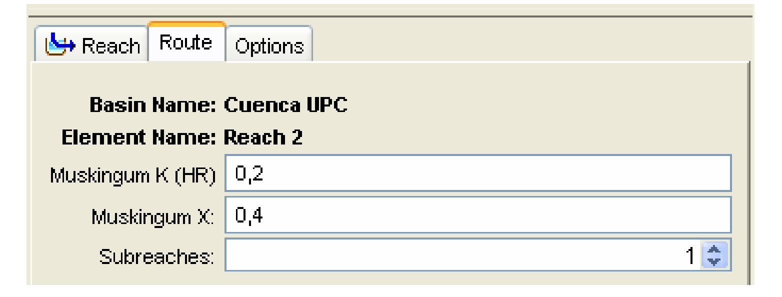
$$T_{lag} \approx 0.6.Tc$$

donde Tc es el tiempo de concentración de cada subcuenca.

Una vez definidas las propiedades de subcuenca, se deben definir las propiedades del enrutamiento de los hidrogramas (Propagación) para cada Tramo (Reach). Para ello, de entre los distintos métodos se selecciona el más conocido y utilizado, el método de Muskingum. En él se deben estimar dos parámetros:

K (h) = tiempo que necesita la onda de avenida para recorrer el tramo seleccionado.

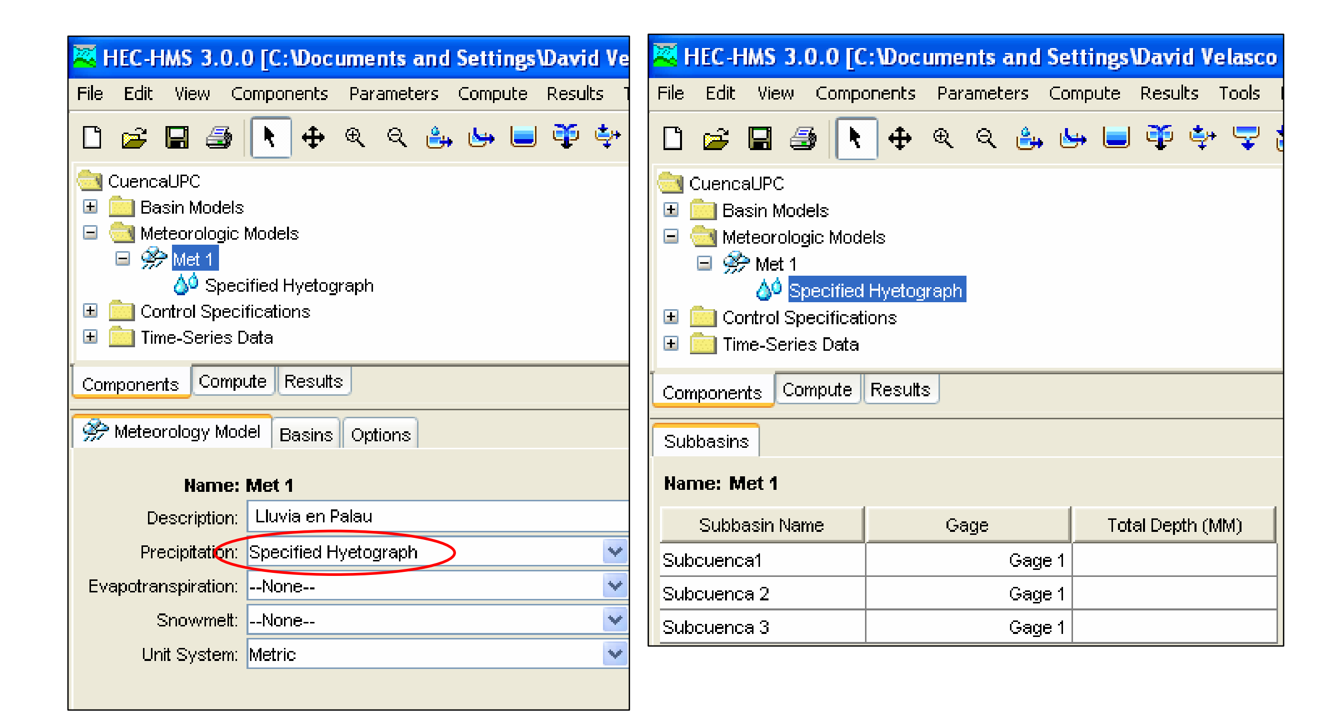
X= factor adimensional de ponderación del volumen de acumulación en el tramo. X se mueve entre 0 y 0.5. X=0.5 no provoca laminación del hidrograma



METEOROLOGICAL MODEL.

Ahora se debe generar el modelo meteorologico a través del menú Components -> Meteorologic Model Manager->New. El nombre del modelo de lluvia será "Met 1".

Dentro del modelo Met 1 se debe seleccionar el tipo de método (Precipitation) de obtención de datos meteorológicos. Podemos interpolar datos de lluvia espacialmente a partir de las estaciones pluviométricas existentes, o bien, como en este caso, utilizar directamente los datos de una estación pluviométrica concreta (Specified.Hyetograph). Para cada una de las subcuencas se especifica qué estación (Gage) aportará los datos de lluvia.



Cada subcuenca debería utilizar una Gage específica de cada subcuenca, ya que tanto la lluvia como, sobretodo, el Tiempo de Concentración de cada subcuenca es distinto.Para nuestro caso, todas las subcuencas utilizarán la misma Gage (Hietograma), por simplificación del ejercicio, pero no llega a ser correcto.

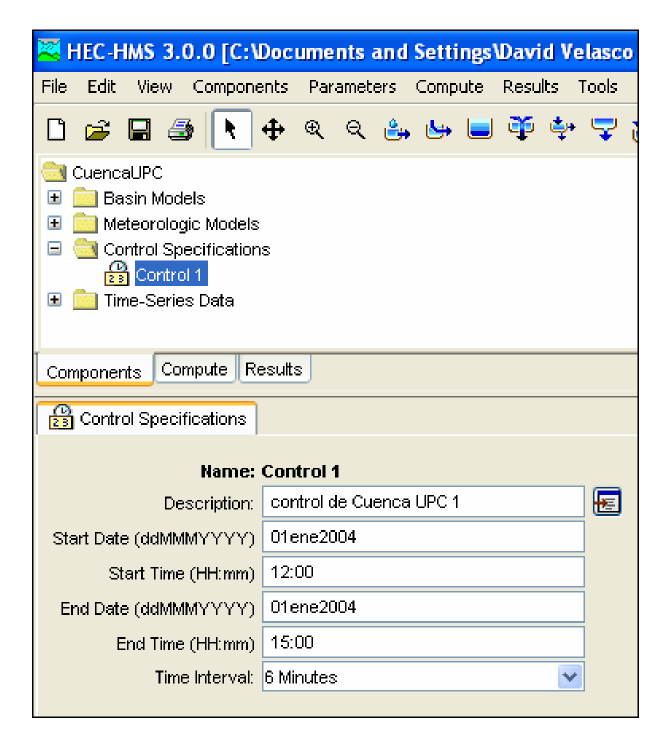
CONTROL ESPECIFICATIONS.

Ahora se debe generar el Control de la Simulación a través del menú Components -> Control Specification Manager->New. El nombre del modelo de lluvia será "Control 1".

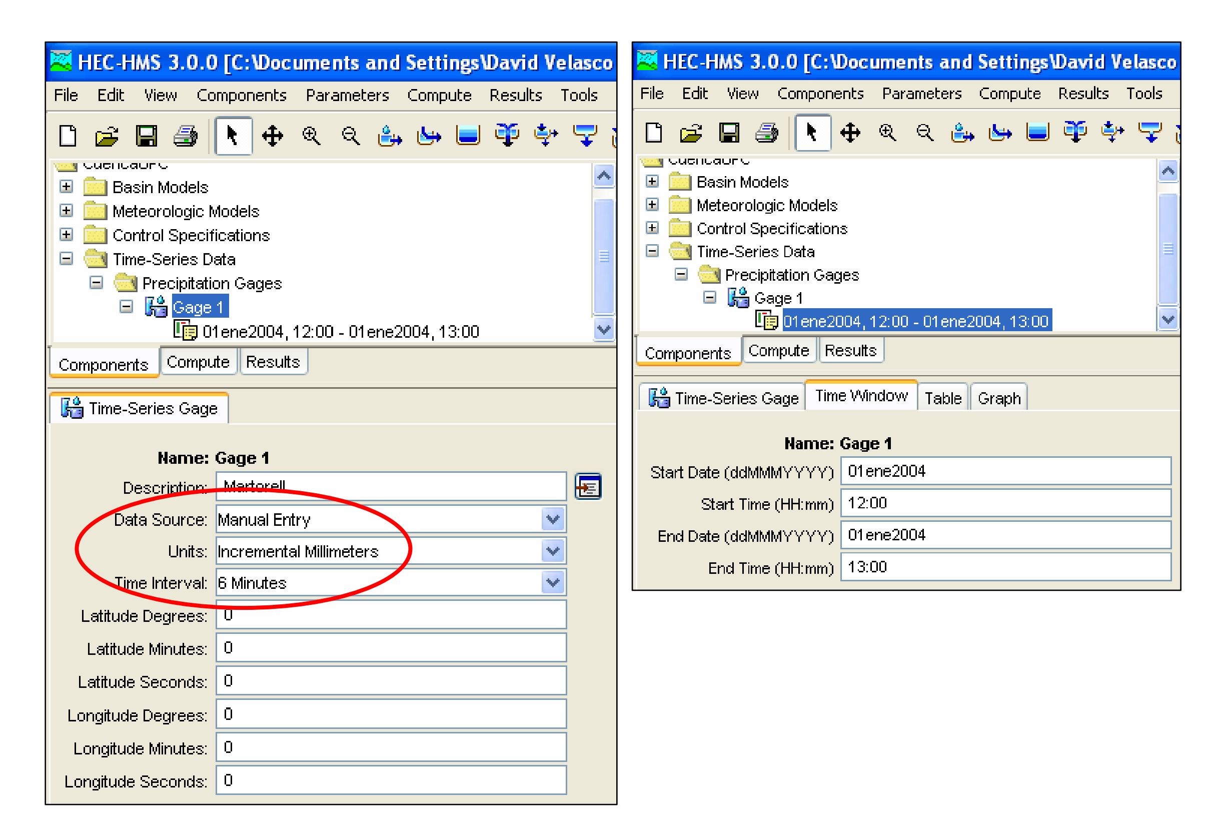
En este apartado se deben introducir las propiedades temporales de la simulación, en concreto fecha y horas de Inicio y Final de la simulación. En nuestro caso, una simulación de 3 h de duración es suficiente para que todo el hidrograma haya pasado. Es importante establecer el paso de tiempo (Time Interval) para el cálculo. Dado que el hietograma (lluvia) que se va a aportar tiene un intervalo de tiempo de 6 minutos (0.1 h), es apropiado escoger el mismo tiempo para la simulación.

TIME SERIES DATA.

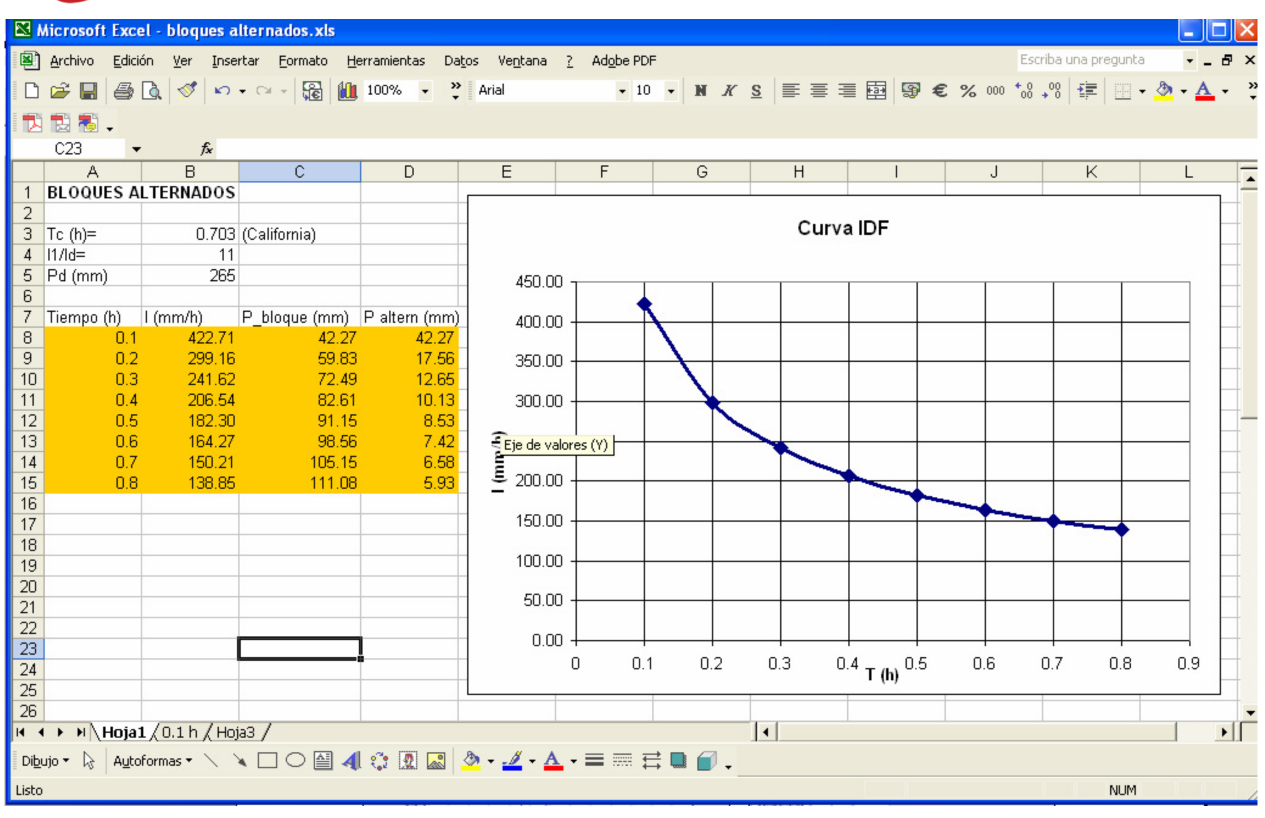
Finalmente se debe generar el fichero de datos de lluvia (Hietogramas de las estaciones pluviometricas) a través del menú Components -> Time-Series Data Manager->New. El nombre de la serie temporal de datos de lluvia será "Gage 1".

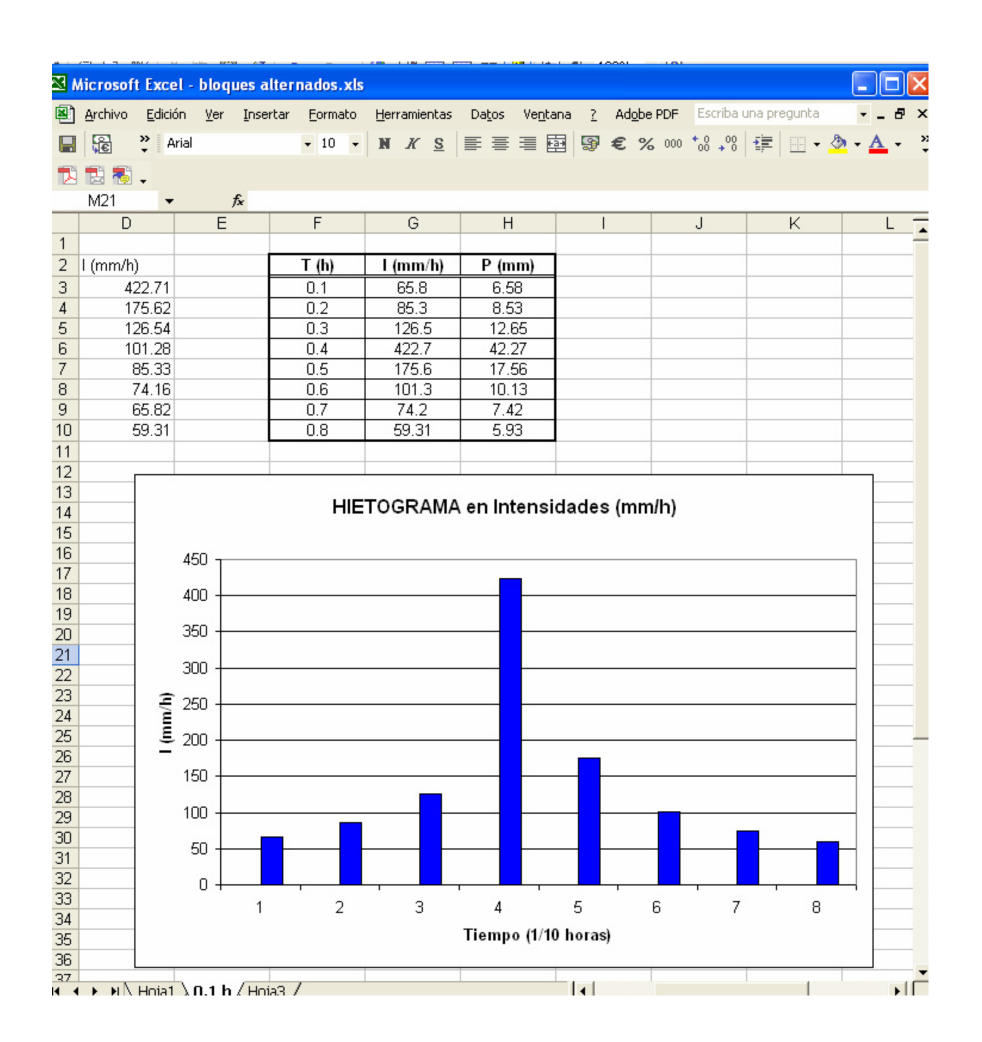


Ahora se escoge la opción de introducir los datos manualmente (Data Source: Manual Entry). El Histograma que se va a introducir tiene unidades de MM incrementales (no acumulados) cada 6 minutos, de modo que se seleccionan los campos de unidades e Intervalo de Tiempo. Se puede localizar geográficamente (Latitud, Longitud) la estación Gage 1. El siguiente paso en la pestaña Time Window es establecer los tiempos de lluvia (Inicio, Final) y fechas, para mantener la coherencia del proyecto.



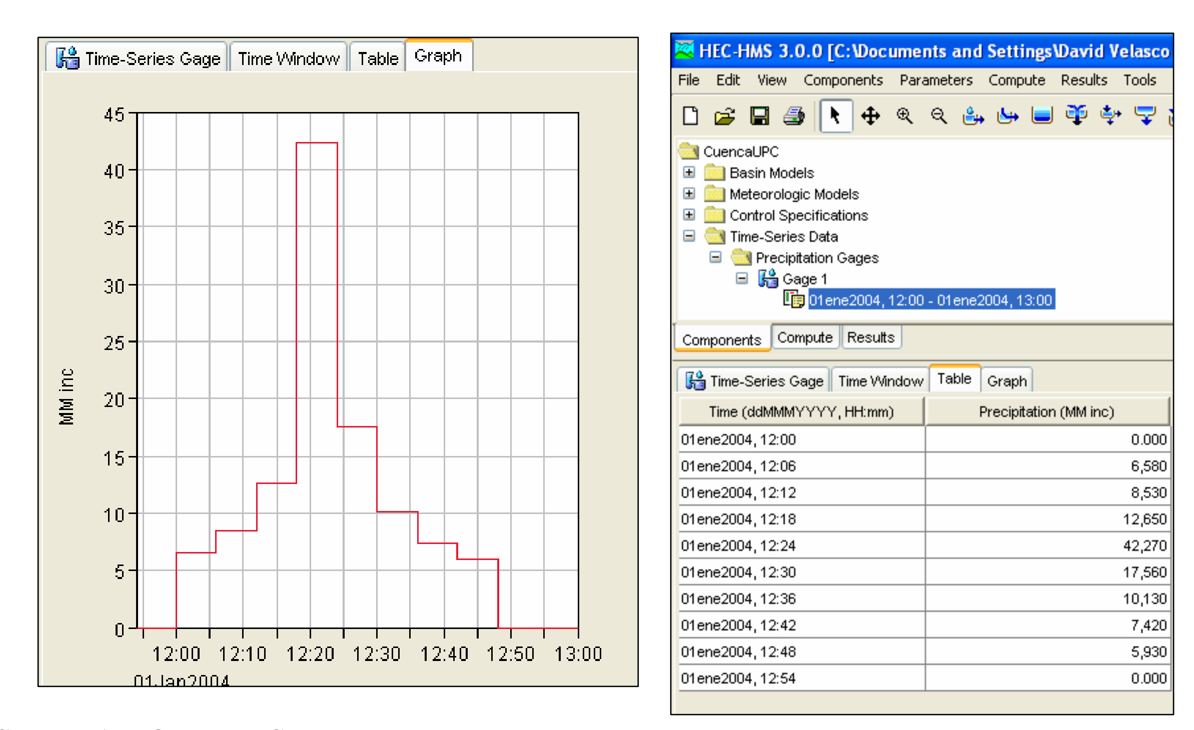
El análisis de las lluvias (creación de Histograma) ha debido ser realizado previamente al HMS a partir de las recomendaciones de la Administración (ACA) y manuales de hidrologia. La clave del asunto es la construcción de la Curva IDF, correspondiente a la región y Periodo de Retorno (T años) del estudio hidrológico.


Microsoft Excel - bloques alternados.xls
BLOQUES ALTERNADOS
Tc (h)= 0.703 (California)
I1/Id= 11
Pd (mm) 265
Tiempo (h) | I (mm/h) | P_bloque (mm) | P altern (mm)
0.1 422.71 42.27 42.27
0.2 299.16 59.83 17.56
0.3 241.62 72.49 12.65
0.4 206.54 82.61 10.13
0.5 182.30 91.15 8.53
0.6 164.27 98.56 7.42
0.7 150.21 105.15 6.58
0.8 138.85 111.08 5.93
Curva IDF
I (mm/h)
T (h)
Eje de valores (Y)


Microsoft Excel - bloques alternados.xls
I (mm/h)
422.71
175.62
126.54
101.28
85.33
74.16
65.82
59.31
T (h) | I (mm/h) | P (mm)
0.1 65.8 6.58
0.2 85.3 8.53
0.3 126.5 12.65
0.4 422.7 42.27
0.5 175.6 17.56
0.6 101.3 10.13
0.7 74.2 7.42
0.8 59.31 5.93
HIETOGRAMA en Intensidades (mm/h)
I (mm/h)
Tiempo (1/10 horas)

Una vez definida la curva IDF, se procede a calcular el hietograma cuya duración es igual al Tiempo de Concentración de la subcuenca (Tc=0.8 h) mediante el método de BLOQUES ALTERNADOS. Se adopta 6 minutos (0.1 h) como intervalo de tiempo del hietograma. El archivo Excel “Bloques Alternados.xls” ofrece dicho hietograma P(mm) cada 0.1 h.

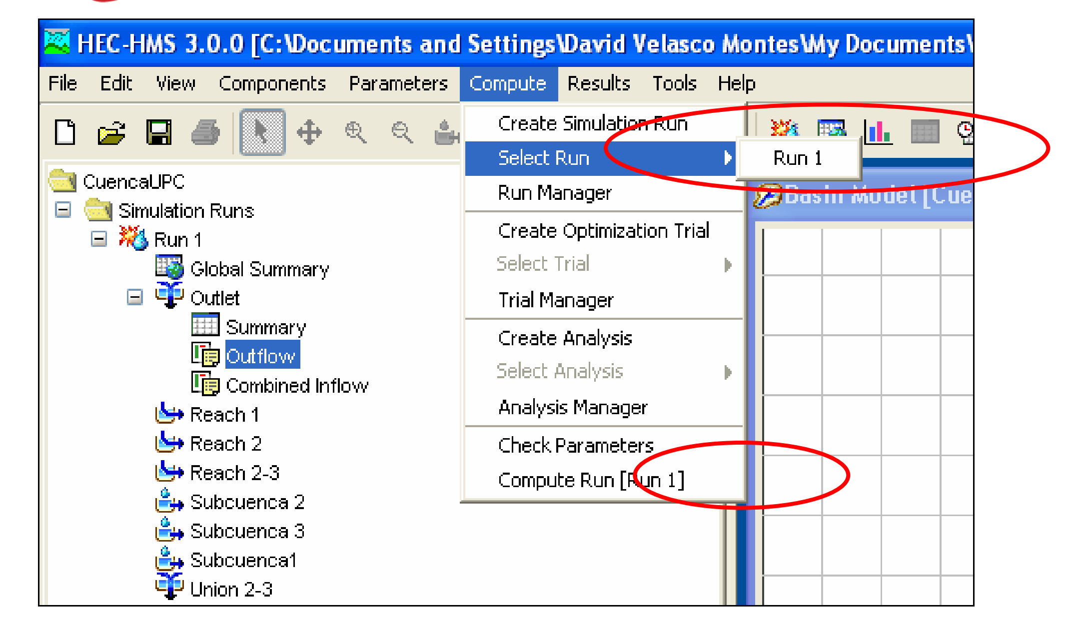
La tabla de del Hietograma P(mm) se debe copiar directamente en la Table de la Gage 1. Se puede comprobar que el Gráfico del Hietograma de lluvia está bien leído.



Time (ddMMMYYYY, HH:mm)	Precipitation (MM inc)
01ene2004, 12:00	0.000
01ene2004, 12:06	6,580
01ene2004, 12:12	8,530
01ene2004, 12:18	12,650
01ene2004, 12:24	42,270
01ene2004, 12:30	17,560
01ene2004, 12:36	10,130
01ene2004, 12:42	7,420
01ene2004, 12:48	5,930
01ene2004, 12:54	0.000

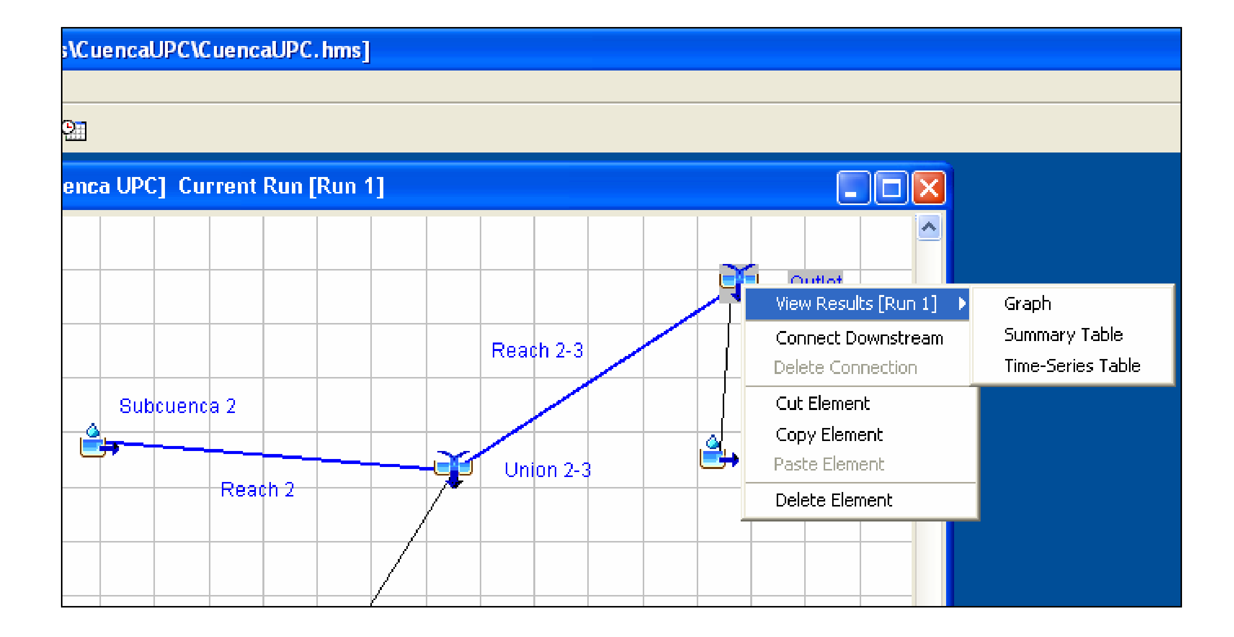
<u>SIMULATION RUNS.</u>

Para realizar la simulación se selecciona el menú Compute -> Create Simulation Run. Un asistente aparece entonces para crear el caso o Run (Run 1 en nuestro caso). Se debe seleccionar tanto el modelo de cuenca como el modelo meteorológico y el Control. Una vez realizado esto, se puede proceder al cálculo (Compute Run 1).



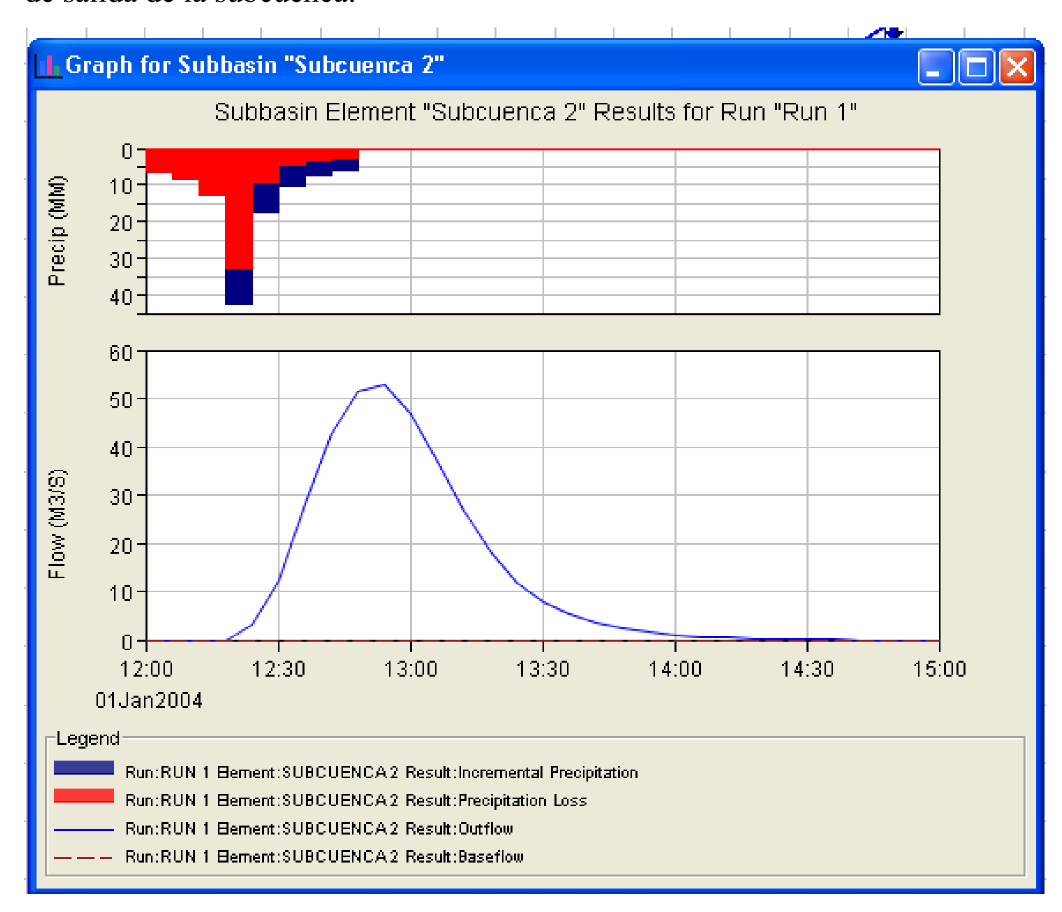
RESULTADOS.

La visualización de resultados puede ser realizada directamente desde el esquema de cuenca, clicando sobre el elemento y con el boton de la derecha del ratón se muestra la opción de View Results Run . Se puede obtener el gráfico del hidrograma o bien la tabla editable.

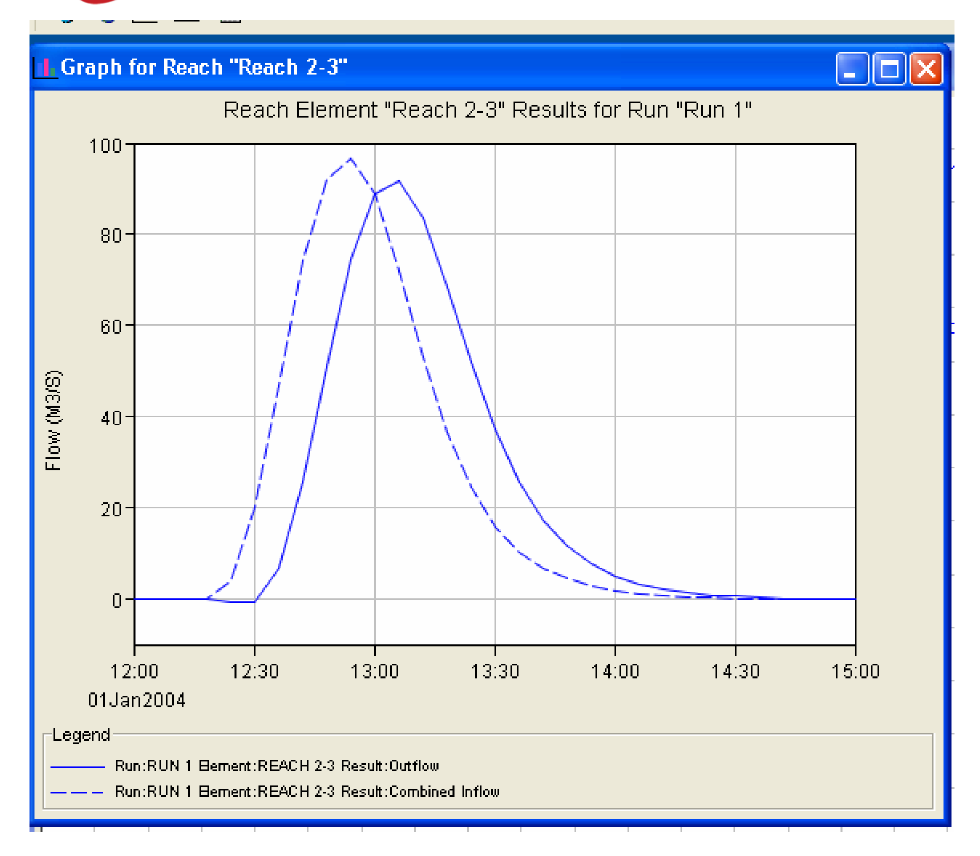


Se puede visualizar tanto el hidrograma de salida (Outlet) como las lluvias y los hidrogramas resultantes en cada subcuenca. Para los tramos (Reaches) se comparan los hidrogramas a la entrada del tramo y su la salida.

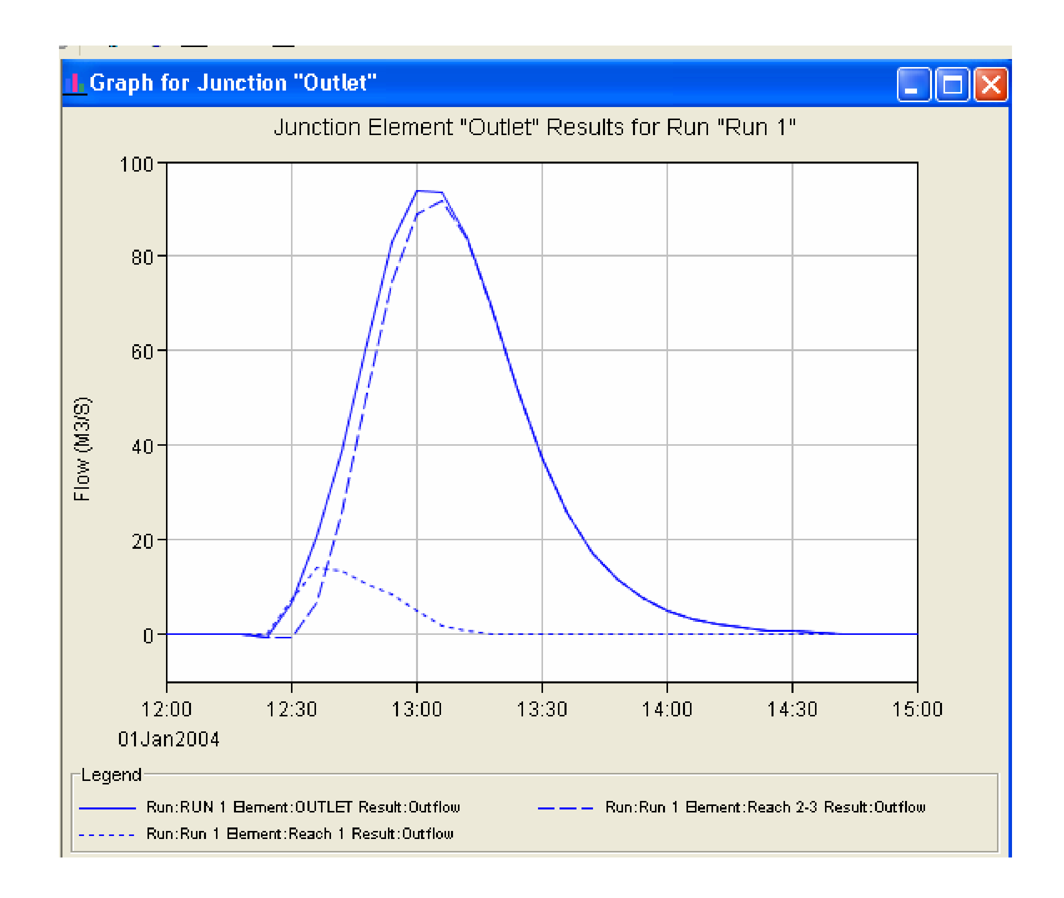
El hietograma de lluvias totales y de pérdidas en la Subcuenca 2, así como el hidrograma de salida de la subcuenca.



Los hidrogramas ruteados (propagados) en el Tramo 2-3 (Reach 2-3)



Y el hidrograma final a la salida de la cuenca:



Tablas temporales del hidrograma de salida:

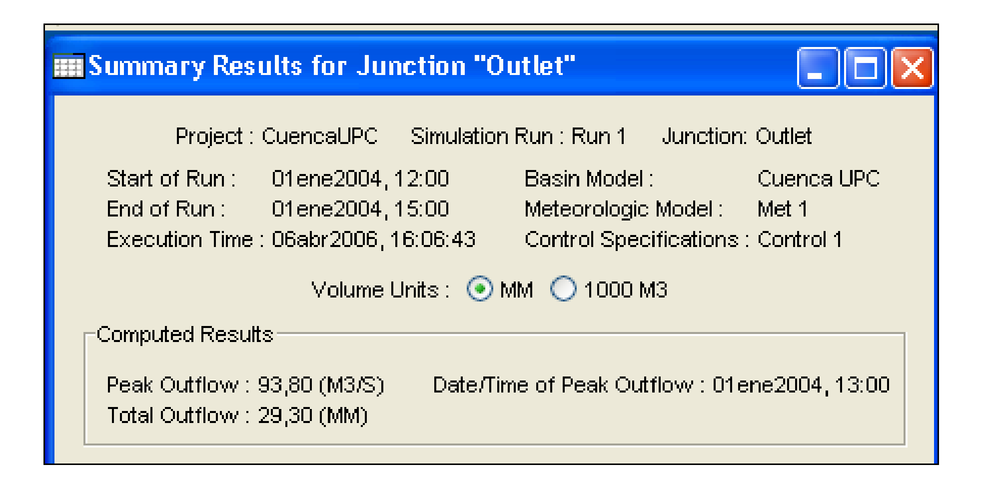
Time-Series Results for Junction "Outlet"

Project : CuencaUPC Run : Run 1 Junction: Outlet

Start of Run : 01ene2004, 12:00 Basin Model : Cuenca UPC
End of Run : 01ene2004, 15:00 Meteorologic Model : Met 1
Execution Time : 06abr2006, 16:06:43 Control Specifications : Control 1

Date	Time	Inflow from... (M3/S)	Inflow from... (M3/S)	Outflow (M3/S)
01ene2004	12:00	0.000	0.000	0.000
01ene2004	12:06	0.000	0.000	0.000
01ene2004	12:12	0.000	0.000	0.000
01ene2004	12:18	0.000	0.000	0.000
01ene2004	12:24	-0,714	0,001	-0,713
01ene2004	12:30	-0,761	7,367	6,607
01ene2004	12:36	6,857	14,017	20,874
01ene2004	12:42	25,535	13,212	38,747
01ene2004	12:48	50,937	10,586	61,523
01ene2004	12:54	74,436	8,533	82,970
01ene2004	13:00	88,955	4,841	93,796
01ene2004	13:06	91,859	1,635	93,494
01ene2004	13:12	83,588	0,546	84,135
01ene2004	13:18	68,558	0,173	68,731
01ene2004	13:24	51,972	0,051	52,023

Y una tabla resumen de los caudales pico y tiempo de pico:


Summary Results for Junction "Outlet"

Project : CuencaUPC Simulation Run : Run 1 Junction: Outlet

Start of Run : 01ene2004, 12:00 Basin Model : Cuenca UPC
End of Run : 01ene2004, 15:00 Meteorologic Model : Met 1
Execution Time : 06abr2006, 16:06:43 Control Specifications : Control 1

Volume Units : MM 1000 M3

Computed Results

Peak Outflow : 93,80 (M3/S) Date/Time of Peak Outflow : 01ene2004, 13:00
Total Outflow : 29,30 (MM)